



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO**

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“ESTUDIO DEL ÁCIDO METANOSULFÚRICO
Y SU RELACIÓN CON PARÁMETROS DE
LA ACTIVIDAD SOLAR”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS
(FÍSICA ESPACIAL)**

P R E S E N T A:

JAIME ARTURO OSORIO ROSALES

ASESORA DE TESIS:

DRA. BLANCA EMMA MENDOZA ORTEGA

2008



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

**Nuestras teorías sobre la naturaleza
pueden parecer abstractas y temibles
a quienes no las han estudiado, pero
no hay que olvidar que son otros
locos quienes las han hecho.**

Feynman R.
(1918-1988)

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo lo quiero dedicar a la memoria de mi abuelo David donde quiera que este.

Quiero agradecer a mi familia el apoyo que me ha brindado todo este tiempo para poder seguir adelante con mis estudios, a mis padres Marina y Jaime, y a mis hermanos Iliana y Eduardo que siempre han estado conmigo.

Agradezco todas las atenciones y apoyo del personal del Departamento de Ciencias Espaciales del Instituto de Geofísica de la UNAM para lograr este trabajo.

Quiero expresarle mis muy sinceros agradecimientos a la Dra. Blanca Mendoza por creer en mí y por el tiempo que me ha dedicado para lograr mi superación académica y finalizar este trabajo con éxito.

Un agradecimiento muy especial a todos mis sinodales: Dra. Lozano, Dr. Magaña, Dr. Muhlia y Dr. Velasco, por sus atinados comentarios y tiempo que me brindaron.

También deseo expresar mis agradecimientos a la Dra. Nelly Escamilla por todo su apoyo y amor que me ha dado siempre. Con mucho cariño para ella.

Estudio del Ácido Metanosulfúrico y su relación con parámetros de la actividad solar

Resumen

La actividad solar ha sido propuesta como un factor externo del cambio climático. La variabilidad solar asociada a fenómenos tales como la irradiancia solar total y los rayos cósmicos podrían cambiar el balance de la radiación terrestre y por tanto, el clima; en particular los rayos cósmicos a través de su efecto en el albedo nuboso. Sin embargo, los procesos biológicos también han sido propuestos como otro factor de cambio climático mediante su impacto en el albedo nuboso. En este trabajo usaremos el análisis de ondeleta para investigar la relación entre concentraciones de ácido metanosulfúrico (MSA) de altas latitudes, un producto de las algas marinas, y la irradiancia solar total (IST). Aquí encontramos que el MSA del Hemisferio Norte presenta una fuerte relación con la IST en ~22 años, y el MSA del Hemisferio Sur en ~11 años. Además, el MSA presenta en escalas de tiempo que coinciden con el ciclo de manchas solares de 11 años una correlación negativa con la IST, que podría favorecer una retroalimentación positiva con el clima. Los resultados sugieren que la IST tiene la posibilidad de alterar el clima indirectamente, a través de sus efectos en los procesos biológicos. La cuantificación de la relación entre el MSA y el IST es un paso adelante hacia el conocimiento de los mecanismos que influyen el clima.

Study of methane sulphonic acid and its relation with parameters of the solar activity

Abstract

Solar activity has been proposed as a main contributor to climatic change. Solar variability associated phenomena such as total solar irradiance and cosmic rays could alter the Earth's radiation budget and therefore the climate, the latter through possible modification of the cloud albedo. However, biological processes have also been proposed to change the cloud albedo. In this work we use wavelet analysis to investigate the relation between polar concentrations of Methane Sulphonic Acid (MSA), a product of seawater algae, and the Total Solar Irradiance (TSI). Here we found that the North Hemisphere MSA presents the strongest interaction with TSI and SST at the ~22yrs, but for the South Hemisphere MSA it is at ~11yrs. Furthermore, the MSA presents on the time scales corresponding to the 11yrs sunspot cycle a negative correlation with TSI, which would favour a positive feedback for climate. Our results indicate that the TSI could impact the climate indirectly through its effect on biological processes. The quantification of the relationship between the MSA and TSI is a step forward to the knowledge of the mechanisms influencing the climate.

Índice

Introducción	1
---------------------	---

Capítulo 1

El Sol

1.1	ESTRUCTURA SOLAR	4
1.1.1	INTERIOR SOLAR	6
1.1.2	ATMÓSFERA SOLAR	9
1.2	VIENTO SOLAR	11
1.3	IRRADIANCIA SOLAR	13
1.4	RAYOS CÓSMICOS	14
1.4.1	RAYOS CÓSMICOS EN LA ATMÓSFERA TERRESTRE	17
1.4.2	EL SOL Y LOS RAYOS CÓSMICOS	20
1.4.3	RAYOS CÓSMICOS SOLARES	24
1.5	BERILIO-10	26

Capítulo 2

Atmósfera y Océano

2.1	LA ATMÓSFERA	28
2.1.1	CRITERIO POR TEMPERATURA	31
2.1.2	LA IONOSFERA	34
2.1.3	BALANCE DE ENERGÍA	36
2.2	EL OCÉANO	37
2.2.1	INTERCAMBIO DE MASA	40
2.2.2	INTERCAMBIO DE ENERGÍA	40
2.2.3	EVAPORACIÓN	42
2.2.4	IMPULSO	42
2.2.5	PRESIÓN	43

Capítulo 3

Nubes, Dimetilsulfuro y Ácido Metanosulfúrico

3.1	LAS NUBES	44
3.1.1	FORMACIÓN DE NUBES	44
3.1.2	TIPOS DE NÚCLEOS DE CONDENSACIÓN	46
3.1.3	TIPOS DE NUBES	47
3.2	DIMETILSULFURO y ÁCIDO METANOSULFÚRICO	50
3.3	FORZAMIENTO RADIATIVO	56

Capítulo 4

Datos, Resultados y Discusión

4.1	LAS BASES DE DATOS	60
4.2	RESULTADOS	63
4.2.1	EL METODO DE ONDELETAS	63
4.2.2	IRRADIANCIA SOLAR TOTAL Y MSA	67
4.2.3	RAYOS CÓSMICOS Y MSA	72

Capítulo 5

Conclusiones

5.1	CONCLUSIONES GENERALES	77
-----	------------------------	----

Apéndice I

Teoría de Ondeletas

A1. INTRODUCCIÓN	79
A2. FUNDAMENTOS DE SEÑALES	80
A3. TRANSFORMADA DE FOURIER	82
A4. TRANSFORMADA DE GABOR O TRANSFORMADA DE FOURIER DE CORTO TIEMPO (TFCT)	84
A5. PRINCIPIO DE INCERTIDUMBRE DE HEISENBERG	85
A6. TRANSFORMADA DE ONDELETA	85
A7. TRANSFORMADA DE ONDELETA CONTINUA (TOC)	87
A8. TRANSFORMADA DE ONDELETA DISCRETA (TOD)	89
A9. ANÁLISIS MULTIRESOLUCIÓN (AMR)	90
A10. ONDELETA DE MORLET	94
A11. POTENCIA ESPECTRAL DE ONDELETA	95
A12. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE FOURIER Y WAVELET	96
A13. ESPECTRO DE ONDELETA CRUZADO	104
A14. ONDELETA DE COHERENCIA	105
A15. CONO DE INFLUENCIA, ESPECTRO DE RUIDO ROJO Y NIVELES DE CONFIANZA	106

Referencias

109

INTRODUCCIÓN

Actualmente se acepta la noción de que la biota de la Tierra no solo se adapta pasivamente a las condiciones ambientales, sino que también participa y las influencia por medio de regulaciones en la composición química de la atmósfera.

En la década de los ochentas algunos investigadores propusieron que, bajo el efecto del calentamiento global, si llegara más radiación a la superficie de los océanos, entonces la fotosíntesis realizada por el fitoplancton produciría más dimetilsulfuro, lo que generaría un mayor albedo en la atmósfera, y en consecuencia, una disminución de radiación solar en la superficie de los océanos.

El albedo es la razón entre la energía luminosa que difunde por reflexión una superficie y la energía incidente. Este fenómeno del albedo podría verse como un proceso por el cual la biota autorregula la temperatura y el clima del planeta manteniendo su homeostasis.

El Dimetilsulfuro (DMS) es una sustancia producida por el plancton que al oxidarse en la atmósfera se convierte en diminutas partículas de sulfatos y sulfonatos que contribuyen a crear núcleos de condensación que promueven la formación de nubes. Estos pequeños núcleos absorben y dispersan la radiación solar de regreso al espacio provocando un enfriamiento en el clima del planeta.

Dos décadas después de la sugerencia de la participación del dimetilsulfuro, resultado de las actividades de la biosfera marina, como regulador del clima y la temperatura del planeta, esta propuesta aún no se ha comprobado completamente pero tampoco se ha refutado con evidencia, por lo que hay muchos trabajos relacionados.

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 en los rayos cósmicos y que a su vez la biota es afectada por la variabilidad solar.

A partir de investigaciones, en todo el mundo 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.

El dimetilsulfuro se difunde a través de la superficie oceánica a la atmosfera donde se oxida y produce ácido metanosulfúrico (MSA) en escalas de tiempo de unas pocas horas a unos pocos días, con lo cual la fuente exclusiva de este ácido es el DMS. El MSA es por tanto, también un producto de actividad biológica en el océano y un indicador del DMS. Debido a que el DMS tiene alta concentración en latitudes altas su producto (MSA) también será abundante en latitudes altas.

Los cambios en la abundancia de los gases de efecto invernadero y de los aerosoles atmosféricos así como en la radiación solar y en 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 una variedad de factores humanos y naturales influyen en el calentamiento o enfriamiento del clima global.

La estructura de la presente tesis queda de la siguiente manera: En el capítulo 1 presentamos una descripción general de la estructura del Sol, así como del viento solar y la irradiancia solar; además se da una detallada explicación sobre los rayos cósmicos y el Berilio-10 como un proxy de los mismos.

Introducción

En el capítulo 2 llevamos a cabo una explicación sobre la atmósfera, su división de acuerdo al criterio por temperatura, la ionosfera, su balance de energía y el océano.

En el capítulo 3 presentamos la clasificación de las nubes y su microfísica, así una explicación del Dimetilsulfuro (DMS) y el Ácido Metanosulfúrico (MSA), y finalmente el forzamiento radiativo.

El capítulo 4 se refiere a los datos y resultados obtenidos, aplicando un método llamado de Ondeletas; para posteriormente presentar los resultados obtenidos con este método.

En el último capítulo 5 se dan las conclusiones obtenidas de la tesis, las cuales en este apartado se justifican y se discuten.

Finalmente se anexa un apéndice sobre el Método de Ondeletas.

Capítulo 1

EL SOL

1.1 ESTRUCTURA SOLAR

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.

El Sol 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, y probablemente en la salud humana y el clima.

Nuestra estrella es obviamente la más cercana a la Tierra, se encuentra a una distancia media de 1.5×10^8 de kilómetros (máxima 1.52×10^8 y mínima de 1.43×10^8 km) en promedio (*Giovanelli, 1984*), la llamada Unidad Astronómica (UA). Debido al gran efecto gravitacional de su masa es el cuerpo dominante de la Heliósfera. La Heliósfera es la región espacial que se encuentra bajo la influencia del Sol y abarca hasta ~ 100 UA; Plutón se encuentra a ~ 40 UA.

EL Sol es una esfera de plasma cuyas características principales se muestran en la tabla 1.1. Para poder estudiarlo, se le dividió en tres regiones: Núcleo, Zona Radiativa y Zona Convectiva. La atmosfera solar por su parte se divide de acuerdo a su temperatura en: Fotósfera, Cromosfera, y Corona (*Tascione, 1994*).

La composición química del Sol resulta ser muy parecida a la de otros objetos cósmicos (exceptuando la Tierra y otros planetas). En la Tabla 1.1 se observa que el hidrógeno es el elemento más abundante en el Sol.

Tabla 1.1 Composición química del Sol.

Elemento	Nº relativo de átomos
Hidrógeno	1.000.000
Helio	100.000
Oxígeno	1.000
Carbono	400
Neón	200
Nitrógeno	100
Silicio	60
Azufre y Magnesio	20
Hierro	6
Sodio, Aluminio, Argón y Calcio	2

Por el número de átomos el hidrógeno es aproximadamente diez veces mayor que todos los demás elementos, perteneciéndole casi el 71% de la masa del Sol (el hidrógeno es el elemento más ligero). Por su contenido, el helio es el segundo elemento: ocupa casi el 27% de la masa del Sol. A todos los elementos restantes tomados conjuntamente, le corresponden aproximadamente el 2%.

1.1.1 INTERIOR SOLAR

La estructura solar se observa en la figura 1.1. 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. El elemento más abundante en el Sol es el hidrógeno ($\sim 75\%$) y las interacciones entre protones tienen gran probabilidad de ocurrir.

Tabla 1.2 Datos del Sol.

Aceleración (<i>en caída libre en la superficie</i>)	274 m/s ²
Densidad Media	1410 kg/m ³
Distancia Media a la Tierra ^c	1.496×10^8 Km (1 UA)
Edad aproximada del Sol	4.52×10^9 años
Energía Radiada	10^{33} erg/s
Luminosidad Solar	3.8515×10^{33} erg/s
Magnitud Visual Absoluta	4.79
Magnitud Visual Aparente	- 26.78
Masa	1.9891×10^{30} kg
Masa (<i>relativa a la de la Tierra</i>)	333.400
Periodo de Rotación ^a	37 d (<i>polos</i>) y 25 d (<i>ecuador</i>)
Periodo Orbital (<i>galáctico</i>)	220×10^6 años
Potencia de Radiación ^b	3.90×10^{26} W
Radio Medio	6.96×10^8 m
Temperatura del Núcleo	15×10^6 K
Temperatura Efectiva	5785 °K
Tipo Espectral	G2
Velocidad de Escape	618 km/s
Velocidad Orbital	220 km/s
Volumen	1.41×10^{27} m ³

^a Medida con respecto a las estrellas distantes

^b Fuera de la atmósfera de la Tierra, suponiendo incidencia normal, a razón de 1340 W/m²

^c UA = Unidad Astronómica = 1.496×10^8 km (*distancia media Tierra-Sol*)

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, éstos 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 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 es la fuente primaria de energía de una estrella tipo solar 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 formando 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 generar un isótopo del helio llamado helio-3, produciéndose también un fotón, es decir energía electromagnética. (Ver figura 1.2).

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 (Ver figura 1.2).

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 formar un fotón de rayos gamma, el balance es de cuatro protones producir helio-4 y energía electromagnética.

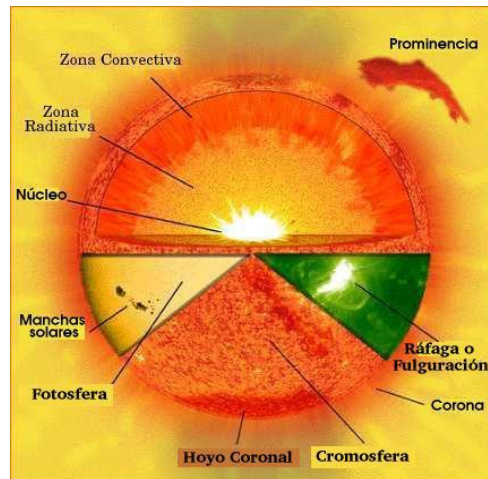


Fig. 1.1 Estructura del Sol (NASA).

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 y 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 gamma 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 (Zirin, 1988).

La Zona Convectiva 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.

Aquí se produce el fenómeno de la convección. La convección es el modo que tiene el calor de propagarse en los fluidos al alcanzar un cierto gradiente de temperatura: los gases calentados por la radiación procedente de la zona radiativa, se expanden y suben a la superficie, liberando la energía absorbida, se enfrían, se hacen más densos y vuelven a bajar, completando el proceso.

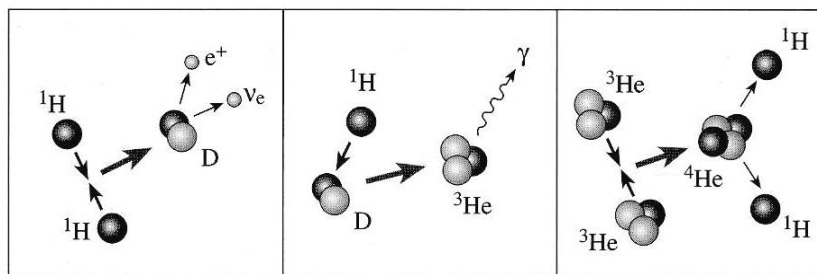


Fig. 1.2 Cadena Protón-Protón (Zirin, 1988).

1.1.2 ATMÓSFERA SOLAR

Aun cuando el Sol es enteramente gaseoso y no puede tener superficie sólida o líquida como los planetas, 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 Solar (la capa más externa) (*Tascione, 1994*). Esta división se puede observar en la figura 1.3.

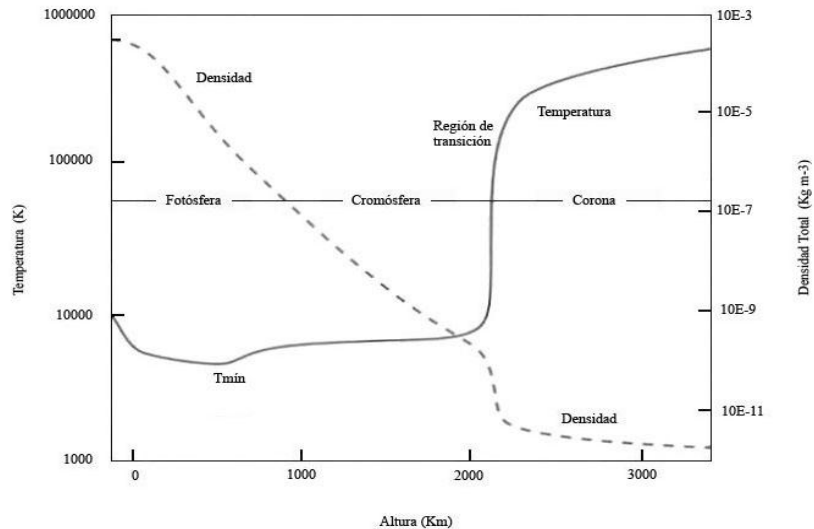


Fig. 1.3 Perfil de temperatura de la atmósfera solar (*Tascione, 1994*).

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 unos 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. A lo largo de la fotósfera la temperatura disminuye conforme aumenta la distancia del centro del Sol hasta alcanzar aproximadamente los 4000K, en la base de la cromósfera (*Zirin, 1988*).

La Cromósfera es la capa de la atmósfera solar que está por arriba de la fotósfera, tiene alrededor de 2000-3000 km de espesor. La temperatura aumenta gradualmente de 4000 K hasta 10000 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 fotósfera.

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 los mil kilómetros, mientras que la de la presión del gas es del orden de la centena de kilómetros. 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 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. 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 $\sim 2 \times 10^6$ K por lo que emiten en rayos X (*Kenneth, 1992*).

1.2 VIENTO SOLAR

El viento solar, es un fenómeno que consiste en la expansión magnetosónica de la corona solar hacia el medio interplanetario. La velocidad del viento solar a la altura de la órbita terrestre oscila entre 350 km/h (viento solar lento) y 2000 km/h (viento solar rápido) (*Nicholson, 1982*). Actualmente se sabe que el viento solar rápido proviene de las regiones de topología magnética abierta denominadas hoyos coronales y sus zonas aledañas. El viento solar lento proviene de regiones cercanas a los cascos coronales y probablemente de otras regiones de topología magnética cerrada.

El viento solar transporta hacia el espacio una fracción de la energía que genera el Sol. Esta energía representa alrededor de sólo una diez mil millonésima parte de toda la energía que emite el Sol en forma de radiación, la cual es del orden de 2×10^{33} ergs.

El plasma del viento solar está constituido por partículas cargadas eléctricamente que normalmente se encuentran atrapadas por el campo gravitacional del Sol. Debido a las altas temperaturas que se registran en la corona ($\sim 2 \times 10^6$ K), el plasma escapa hacia el espacio con velocidades supermagnetosónicas (*Hargreaves, 1979*).

El plasma que conforma al viento solar es poco denso, a la altura de la órbita de la Tierra, la densidad del viento solar es de alrededor de 10 partículas por centímetro cúbico. El viento solar atraviesa el espacio que separa al Sol y la Tierra prácticamente sin colisiones. Esto es despreciable si lo comparamos con las moléculas que forman el aire de nuestro entorno las cuales avanzan sólo algunas millonésimas de centímetro antes de que sufran alguna colisión con alguna molécula vecina.

Cada partícula que escapa del dominio gravitacional del Sol, se lleva una pequeña fracción de momento angular de la estrella, por lo tanto, la acción combinada de todas las partículas del viento solar hace más lenta la rotación del Sol.

El viento solar ocupa toda una cavidad en el medio interestelar denominada Heliosfera. Observaciones efectuadas desde naves espaciales indican que esta región se puede extender hasta distancias de 100UA.

Parker en 1958 predijo el comportamiento del campo magnético coronal más allá del Sol, denominado magnético interplanetario (*CMI*). Como el plasma coronal está muy caliente es de esperar que su conductividad eléctrica sea muy alta. En este caso es aplicable el Teorema de Alfvén. Este teorema plantea que en un plasma perfectamente conductor, las líneas del campo magnético siguen al flujo o son arrastradas por él, es decir, la difusión del campo magnético es casi cero en la dirección transversal al movimiento del fluido. Por lo tanto, Parker supuso que el campo magnético solar sería arrastrado por el plasma coronal en su expansión continua en el medio interplanetario (*Parker, 1958*).

1.3 IRRADIANCIA SOLAR

La radiación solar es la energía emitida por el Sol y que se propaga en forma de radiación de ondas electromagnéticas o fotones. Como se mencionó anteriormente en la sección 1.1, la reacción nuclear básica en el interior del Sol es la fusión nuclear en la cual cuatro protones (de hidrógeno) se combinan para formar un átomo de Helio. Como consecuencia de esto, la masa perdida se estima que es de unas cuatro megatoneladas por segundo, la cual se convierte en energía de radiación electromagnética. La energía por segundo, es decir la potencia (P), equivalente a las 4 Megatoneladas por segundo, de acuerdo con la ley de Einstein, $E = mc^2$, se puede calcular aproximadamente como sigue, si se considera que:

$$P = E/s$$

Si $m = 4 \times 10^{12} g$ y $c = 3 \times 10^{10} cm/s$, entonces:

$$P = 4 \times 10^{12} (3 \times 10^{10})^2 = 3.6 \times 10^{33} ergs/s$$

Este proceso tienen lugar en el núcleo de la estructura solar para luego ser transferida a su superficie a través de una sucesión de procesos radiacionales y convectivos, incluidos los fenómenos de emisión, absorción y re-radiación. De tal manera que la energía solar que nos llega a la Tierra es sólo una parte de la radiada por el Sol en todas direcciones desde la parte más externa de la estructura solar, la Fotósfera (*Muhlia, 2006*).

Otra forma de estimar P , es considerar al Sol como un cuerpo negro que emite radiación a una temperatura de aproximadamente 5800K. Según la ley de Stefan-Boltzmann, la densidad de flujo de radiación que sale de su superficie es:

$$F = \sigma T^4$$

$$F = (5.67 \times 10^{-8} W/m^2 K^4)(5800K)^4 = 64.16 \times 10^6 W/m^2$$

Si multiplicamos esta densidad de flujo por el área de la superficie esférica del Sol, con radio $R = 6.96 \times 10^8 m$, se tiene que la potencia total radiada es :

$$P = (64.16 \times 10^6 W/m^2)4\pi(6.96 \times 10^8 m)^2 = 3.91 \times 10^{26} W$$

o bien:

$$P = 3.91 \times 10^{33} ergs/s$$

Estos resultados como se ve son muy cercanos entre si, sin embargo, un valor de P más confiable es el que se ha obtenido a partir de mediciones.

Si se considera este último valor de P como la energía por segundo que emite el Sol al espacio, isotrópicamente a través de su superficie, entonces la densidad de flujo F , a través de cualquier otra superficie esférica, cuyo centro sea el Sol y que tenga un radio r arbitrario, permanecerá constante de acuerdo con la ley de conservación de la energía, esto es:

$$F = \frac{P}{4\pi r^2} = \frac{3.91 \times 10^{26}}{4\pi r^2} W/m^2$$

Si r se toma igual a la distancia media de la Tierra al Sol, definida como una unidad astronómica (UA), esto es:

$$r = 1.496 \times 10^{11} m$$

entonces:

$$I_0^* = F = \frac{3.91 \times 10^{26}}{(1.496 \times 10^{11})^2} = \mathbf{1.388 W/m^2}$$

I_0^* es la llamada Constante Solar (*Muhlia, 2006*).

1.4 RAYOS CÓSMICOS

Los rayos cósmicos son partículas altamente energéticas que nos acompañan todo el tiempo, pero que su presencia nos resulta imperceptible. La Tierra se encuentra bombardeada por ellos constantemente y lo ha estado desde tiempos inmemoriales. Son la única información material que nos llega del Universo. Al llegar al dominio del Sol, la Heliósfera, los llamados rayos cósmicos primarios son afectados por la presencia de los campos electromagnéticos, por ello sus registros contienen claves que nos ayudan a entender mejor nuestra estrella.

Desde su descubrimiento en 1912 y hasta hoy en día, múltiples han sido los intentos por explicar cómo es posible producir partículas cargadas de energías tan altas como las observadas en la radiación cósmica.

Otaola y Valdés-Galicia (1992) hacen referencia a la teoría de Millikan, quien identificó a los rayos cósmicos con el grito primigenio de elementos pesados que están siendo creados continuamente en el Universo.

Desde entonces un número apreciable de investigadores han aportado ideas en las que se consideran diversas fuentes que van desde el Sol hasta los distantes núcleos activos de galaxias, y que han invocado a los más diversos mecanismos de aceleración cuya gama incluye desde las llamadas tormentas estelares hasta el acto original de creación del Universo.

El primer hecho importante conocido acerca de la radiación cósmica se refiere a su composición química: en general se ha observado una sobrepoblación de núcleos pesados con respecto a las abundancias universales. Esta sobreabundancia es mucho más pronunciada en el grupo L (*Li, Be, B*), cuyo número es 3×10^5 veces mayor.

Alrededor del 85% de los rayos cósmicos son protones (núcleos de hidrógeno), y aproximadamente el 12% son partículas alfa (núcleos de helio), 2% electrones y protones, y 1% núcleos pesados.

Mediciones de algunos isótopos radiactivos producidos por la interacción de los rayos cósmicos con la atmósfera terrestre tales como el Be^{10} o el Al^{26} nos han permitido saber que la edad de los rayos cósmicos es de aproximadamente diez mil millones de años, lo cual resulta de suma importancia para estimar la cantidad de materia atravesada antes de llegar a la Tierra, que se ha calculado en 5 g/cm^2 aproximadamente. También se sabe que nos llegan en forma isotrópica y que su número no ha variado mucho desde hace alrededor de mil millones de años.

En la Tierra han podido detectarse partículas de hasta 3×10^{20} eV. Las de energías altas han sido mucho menos abundantes que las de energías bajas. De hecho, el número de rayos cósmicos varía inversamente con la energía de las partículas elevada a la potencia 2.5 por arriba de los 10^9 eV.

La densidad de los rayos cósmicos deducida a partir de las observaciones de rayos γ en nuestra galaxia no concuerda exactamente con la distribución de los tipos de objetos que por lo general se suponen son fuentes de rayos cósmicos (supernovas, pulsares, estrellas masivas). Su densidad de energía es alrededor de 10^6 eV/m³, la cual resulta comparable con la cantidad de radiación total recibida de todas las estrellas de nuestra galaxia en forma de luz visible. Esto nos da una idea de la enorme energía total contenida en los rayos cósmicos (Rossi, 1966).

En la tabla 1.3 podemos observar las abundancias relativas de los elementos encontrados en la radiación cósmica primaria. Los núcleos de todos estos elementos están completamente desprovistos de sus electrones, ya que partículas cargadas con altas energías los pierden por un proceso de ionización inversa al atravesar pequeñas cantidades de materia. Los diferentes grupos se identifican de acuerdo con el número atómico (Z); la nomenclatura es como sigue: hidrógeno (Z=1); helio (Z=2); elementos ligeros (Z=3-5), L; elementos medianos (Z=6-9), M; y los pesados (Z \geq 10), H. Subgrupos del último son el de los elementos muy pesados (Z=20-30), VH; y los VVH (Z=31-92); elementos más pesados que los del grupo de hierro y que llegan hasta los elementos transuránicos, han sido denominados superpesados (Z \geq 100), SH (Otaola et al. 1992).

Tabla 1.3. Abundancias relativas de los elementos de la radiación cósmica primaria y en el Universo. La composición de los rayos cósmicos se refiere a núcleos que tienen la misma energía por nucleón (Otaola et al. 1992).

Grupo	Elemento	Número Atómico Z	Porcentaje de abundancia de los RC	Porcentaje de abundancia cósmica AC	Razón RC / AC
Protón	H	1	93	90.7	1
Alfa	He	2	6.3	9.0	0.7
L	Li, Be, B	3 - 5	0.10	3.9×10^{-7}	3×10^5
M	C, N, O, F	6 - 9	0.42	0.14	3
H	Ne - K	10 - 19	0.13	0.054	10
VH	Ca - Zn	20 - 30	0.05	2×10^{-3}	20
VVH	Ga - U	31 - 92	2×10^{-6}	10^{-6}	2
SH	> U	110	?	?	?

1.4.1 RAYOS CÓSMICOS EN LA ATMÓSFERA TERRESTRE

Los Rayos Cósmicos primarios en su camino hacia la Tierra primero se encuentran con el campo magnético de ésta y después chocan con las moléculas de la atmósfera. Cuando una partícula cargada se mueve en presencia de un campo magnético experimentará una fuerza deflectora, la fuerza de Lorentz, que actúa perpendicularmente tanto a la dirección de propagación como a la dirección del campo magnético. Si el campo resulta ser uniforme y perpendicular a la dirección de movimiento, la partícula se moverá formando un círculo.

El radio p de este círculo será directamente proporcional a la cantidad de movimiento p de la partícula e inversamente proporcional a la intensidad del campo B . Esto es, dada una especie de partículas (ej. protones), las más rápidas tendrán radios de giro mayores en un cierto campo, pero si la intensidad magnética aumenta los radios de giro tenderán a hacerse más pequeños. Partículas de mayor masa (ej. partículas α) que se muevan a la misma velocidad describirán círculos mayores puesto que su cantidad de movimiento (mv) es mayor debido a que tienen mayor masa. Por otro lado, partículas con carga negativa (p. ej.: electrones) girarán en sentido opuesto al de las partículas con carga positiva. Al producto Bp se le denomina rigidez magnética de la partícula y está dada por la expresión:

$$B_p = \frac{P}{Z_e}$$

donde $p=mv$ es la cantidad de movimiento de la partícula y Z su carga eléctrica en unidades de e : la carga del electrón. Como el radio de curvatura es proporcional a la cantidad de movimiento, la cantidad $p/(Ze)$ puede ser considerada como una medida de la resistencia de la partícula a ser desviada por el campo.

Al medir el flujo de rigideces magnéticas menores, se observa que existe una rigidez debajo de la cual no se detecta partícula alguna (rigidez umbral). Para cada punto de la Tierra, cada dirección de acercamiento, época del año y tiempo local existe una rigidez umbral; como ésta se encuentra determinada por la presencia del campo geomagnético se le conoce también como umbral geomagnético.

En promedio, los protones chocan después de haber atravesado aproximadamente 80 g/cm^2 de materia, o alrededor de un catorceavo de la masa total de aire sobre el nivel del mar; las partículas α chocan después de haber atravesado alrededor de 25 g/cm^2 , núcleos más pesados interaccionan aun antes. Por lo tanto, la probabilidad de que un rayo cósmico escape de una colisión nuclear y llegue al nivel del mar es prácticamente cero (*Otaola et al. 1992*).

Cuando la radiación cósmica primaria penetra en la atmósfera, todo lo que sucede resulta de las colisiones de un protón con las moléculas del aire. Dichas colisiones pueden ser de dos tipos: con la estructura electrónica del átomo, o con el mismo núcleo. Puesto que el núcleo es muy pequeño el segundo tipo de colisiones es menos común, pero involucran cambios de energía muy grandes, y son éstos, cuando ocurren, los que determinan toda la formación de rayos cósmicos llamados secundarios.

Las colisiones del primer tipo, generalmente dan lugar a la ionización, mecanismo en el que se basa el funcionamiento de detectores como la cámara de ionización, contadores Geiger y otros que se utilizan en el estudio de los rayos cósmicos. Un protón de energía relativista da lugar a aproximadamente 6000 colisiones ionizantes en un metro de aire a presión normal, o lo que es lo mismo, en aproximadamente 0.001 g/cm^2 de espesor de materia.

Cuando un rayo cósmico primario choca directamente con el núcleo de un átomo atmosférico, dependiendo de la energía de la partícula primaria y del tamaño del núcleo impactado se pueden generar diferentes procesos. Estos pueden dividirse en procesos de absorción y dispersión (elástica e inelástica). En los procesos de dispersión elástica la cantidad de movimiento y la energía cinética se conservan.

En la dispersión inelástica, una fracción de energía del rayo cósmico incidente es absorbida por el núcleo, el cual queda, a su vez excitado. Esta energía es reemitida posteriormente en forma de rayos γ , partículas α , etc., lo que se conoce como proceso de evaporación. Debido a la energía tan grande de la partícula incidente, la mayor parte de las partículas secundarias que se producen se propagan en la misma dirección que tenía la partícula primaria.

Existen tres modos como se puede observar en la figura 1.4, a través de los cuales la partícula primaria cede su energía a la atmósfera hasta el nivel del mar o aun más abajo, 1) la componente nucleónica o nuclear activa, 2) la componente dura o mesónica, 3) la componente blanda o electromagnética. Dependiendo de la energía que trae la partícula primaria, predomina uno de esos tres mecanismos de conversión de la energía primaria en una componente secundaria. Neutrones y protones dan lugar a la componente nucleónica.

Estos nucleones tienen suficiente energía como para actuar como si fuesen partículas primarias e interactúan con nuevos átomos atmosféricos, dando lugar a lo que se conoce como proceso de cascada. Al llegar a las capas bajas de la atmósfera, el flujo de esta componente decrece rápidamente con la profundidad atmosférica y constituye tan solo un pequeño porcentaje del flujo total de partículas cerca del nivel del mar (Otaola et al. 1992).

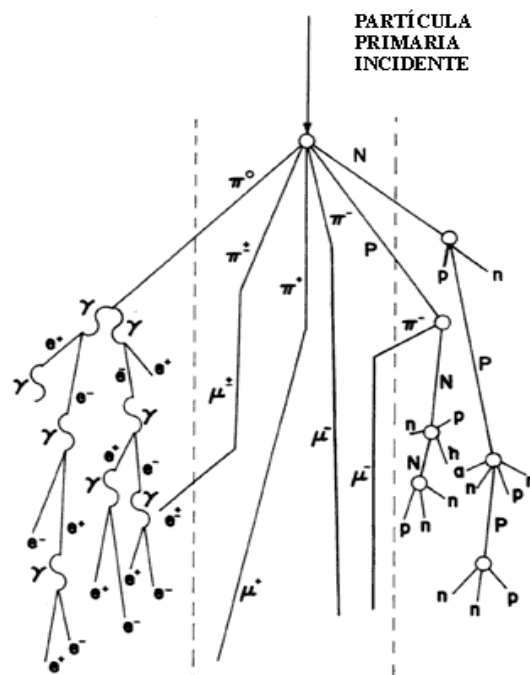


Fig. 1.4. Principales modos de producción de partículas secundarias a través de la atmósfera. A la izquierda se encuentra la componente electromagnética, al centro la muónica o dura y a la derecha está la componente nucleónica (Otaola et al. 1992).

1.4.2 EL SOL Y LOS RAYOS CÓSMICOS

Antes de llegar a los límites de la magnetosfera terrestre, los rayos cósmicos galácticos deben atravesar el medio interplanetario, espacio ocupado por el viento solar. Por ser este un plasma de muy alta conductividad eléctrica, al expandirse arrastra consigo al campo magnético solar.

El espacio interplanetario no es pues un vacío por el cual las partículas de rayos cósmicos puedan propagarse libremente, el viento solar empuja estas partículas hacia afuera del Sistema Solar, mientras que la presencia del campo magnético las guía hacia adentro.

Estas dos fuerzas en competencia no son uniformes ni constantes en el tiempo, por ello, sus efectos en la intensidad de la radiación cósmica detectada en cualquier punto se manifiestan en forma de variaciones temporales.

Las variaciones en la intensidad de los rayos cósmicos, que se piensa son características globales del Sistema Solar, tienen su origen en el Sol, pero se han observado algunas de ellas alejadas hasta cerca de 70 UA, muy cerca de los confines de la Heliósfera. Por ser las más representativas, se tratarán solamente tres de las variaciones observadas en la radiación cósmica, a saber: a) La variación diurna, b) El efecto Forbush, c) La variación de 11 años.

En la figura 1.5 se muestra la variación diurna promedio (durante el año 1998) en la intensidad de la radiación cósmica registrada por el monitor de neutrones instalado en Ciudad Universitaria, México, D.F. Puede apreciarse que la gráfica presenta un máximo y un mínimo de intensidad durante las 24 horas; la escala vertical expresa la desviación porcentual de la intensidad con respecto a la media diaria anual.

Se observa que el máximo ocurre alrededor de las 15 horas en tiempo local y el mínimo aproximadamente 10 horas antes. Cuando se efectúan las correcciones necesarias para tomar en cuenta los efectos del campo geomagnético sobre las partículas de la radiación cósmica, se observa que el máximo ocurre alrededor de las 18 horas tiempo local. Para cada estación de rayos cósmicos en la superficie terrestre se puede proceder exactamente de la

misma manera, y se observará siempre que el máximo de intensidad se encuentra alrededor de las 18 horas en tiempo local.

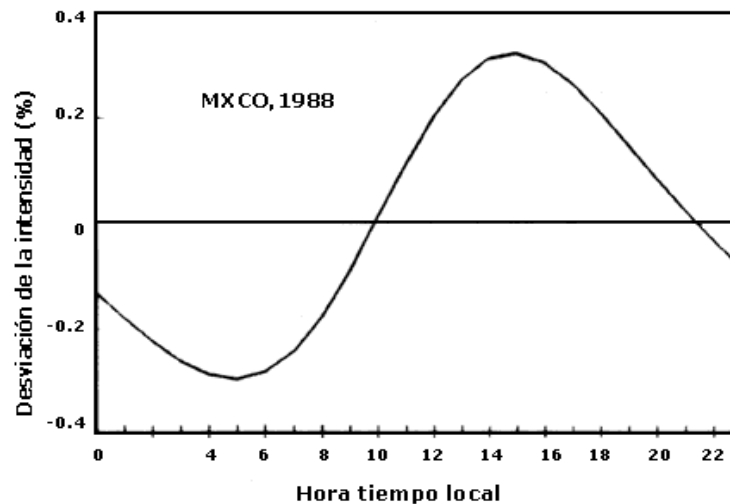


Fig. 1.5 Variación diaria de la intensidad de la radiación cósmica detectada en la superficie. La gráfica corresponde a la variación diaria promedio obtenida en México durante el año de 1998 (Otaola et al. 1992).

Estas observaciones implican la existencia de un flujo distinto dependiendo de la dirección en que apunte nuestro detector, hablaremos entonces de un flujo anisotrópico. Sin embargo, debemos tener cuidado antes de extraer conclusiones: nuestras mediciones se hacen desde la Tierra, que se mueve muy lentamente en comparación con la rotación del Sol.

El campo magnético interplanetario corrotta con el Sol casi como si fuese un cuerpo rígido. Así pues, este movimiento imparte al gas de rayos cósmicos una velocidad de unos cuantos kilómetros por segundo, provocando la anisotropía que se señaló más arriba. Cálculos basados en este modelo predicen de manera adecuada las observaciones, tanto de los tiempos de máxima y mínima intensidad, como de las amplitudes y forma de la variación.

El efecto descubierto por Forbush es con seguridad la variación temporal más espectacular que se conoce en la radiación cósmica. En el lapso de unas cuantas horas la intensidad registrada en una estación particular puede verse reducida hasta en un 10%, y en algunos casos 20 o 30%; después de llegar a un mínimo la intensidad empieza a recuperarse lentamente, lo cual puede durar desde unos días hasta semanas (Otaola et al. 1992).

En contraste con la variación diurna, su presencia se siente en forma casi simultánea en todo el mundo, aun cuando en algunos casos, anisotropías espaciales en el viento solar puedan producir anisotropías temporales en la Tierra. Decrecimientos de este tipo suelen ocurrir en asociación con otros fenómenos, como las tormentas magnéticas, aún cuando no existe una correspondencia de uno a uno.

En vista de esta aparente correlación, al principio se pensó que los decrecimientos Forbush estaban asociados a fenómenos puramente terrestres, como variaciones temporales del campo geomagnético. Sin embargo, el hecho de que fueran observados también en estaciones polares, donde el umbral geomagnético es prácticamente cero, llevó a pensar que se trataba de un fenómeno de dimensiones mucho mayores.

En efecto, cuando fue posible hacer mediciones con satélites, fuera de la magnetosfera, se confirmó la presencia de estos decrecimientos más allá del ámbito terrestre. Con la ayuda de sondas espaciales se han podido observar decrecimientos Forbush hasta distancias de unas 30 UA del Sol, con tiempos de decaimiento igualmente rápidos pero con recuperaciones que pueden durar meses. Decrecimientos Forbush observados en la Tierra y en el satélite Pionero 10 se muestran en la figura 1.6 (Otaola et al. 1992).

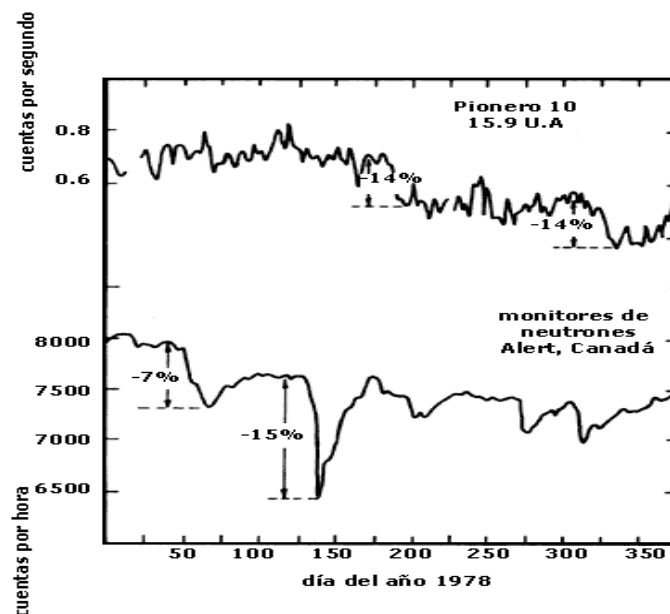


Fig. 1.6 Decrecimiento del tipo Forbush detectado en la superficie Terrestre y a bordo del Pionero 10 (Otaola et al. 1992).

No existe aún una explicación universalmente aceptada para los decrecimientos Forbush: aunque la explicación más común es que están asociados a fenómenos explosivos solares. No sólo el viento solar, sino también la emisión de cualquier plasma solar de alta velocidad provoca la formación de una onda de choque, la cual actúa como una barredora magnética, impidiendo parcialmente el paso de la radiación cósmica hacia la región que queda tras ella; a medida que esta onda de choque se aleja del punto de observación, menor será su influencia sobre las partículas que ahí llegan.

Las condiciones magnéticas que prevalecen en la Heliósfera son distintas a medida que el ciclo solar avanza y están, en general, relacionadas con el nivel de actividad del Sol. Durante periodos de Sol quieto la estructura del medio interplanetario es sencilla; a medida que el ciclo solar avanza y la actividad se manifiesta de diversas maneras las irregularidades presentes en el medio interplanetario aumentarán haciendo la estructura del viento solar cada vez más complicada.

Según el nivel de actividad del Sol, las irregularidades presentes en el medio interplanetario aumentarán o disminuirán a lo largo del ciclo solar de 11 años. Durante la fase de máximo solar, el campo magnético interplanetario es tal que sus muchas irregularidades provocan un efecto de apantallamiento para los rayos cósmicos en su viaje por la Heliósfera (*Dickinson, 1975*).

Estos cambios van a afectar el transporte de rayos cósmicos hacia las regiones interiores de la Heliósfera a lo largo del ciclo solar de 11 años. En la figura 1.7 se muestran los ciclos solares de 1964 a 2003, representados por el número de manchas, junto con la intensidad de la radiación cósmica registrada en la Tierra (*Otaola et al. 1992*).

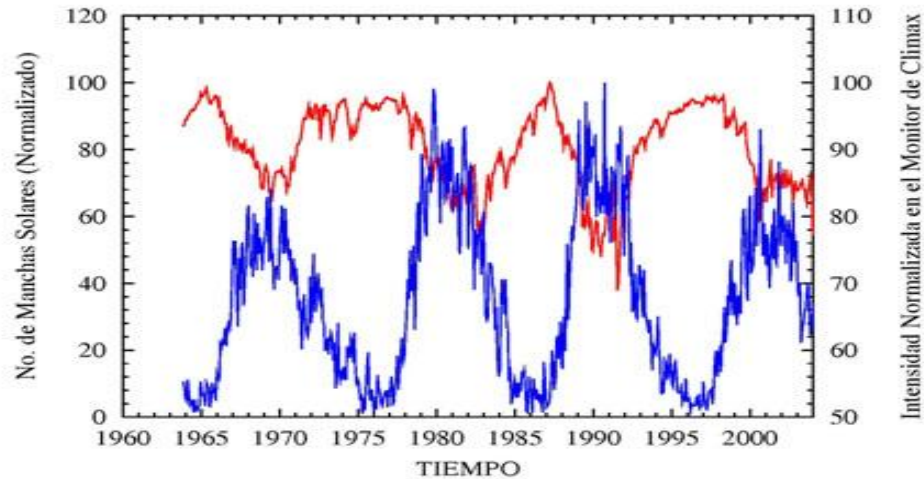


Fig. 1.7 Intensidad de la radiación cósmica (línea roja) de 1964 a la fecha detectada en el monitor de Climax, Estados Unidos, junto con el ciclo de manchas solares (línea azul) para el mismo periodo (Otaola et al. 1992).

Claramente se aprecia cómo, al aumentar el número de manchas, la intensidad de la radiación decrece y viceversa. La reducción total en el nivel de la radiación es de alrededor de 20%, con algunas diferencias de ciclo a ciclo.

1.4.3 RAYOS CÓSMICOS SOLARES

Los rayos cósmicos solares son partículas de altas energías originadas directamente en la atmósfera solar como uno de los múltiples productos de fenómenos explosivos tales como una ráfaga o la combinación de ésta con una eyección de masa coronal. Una ráfaga, es una gran explosión del gas cromosférico, que puede durar desde unos cuantos minutos hasta una hora o aún más. Aun cuando son inciertas las causas que producen este tipo de fenómenos, es muy seguro que las ráfagas están estrechamente relacionadas a los intensos campos magnéticos de esas regiones.

Durante estas explosiones es posible que lleguen a alcanzarse temperaturas de varios cientos de millones de grados, mayores aun que las del núcleo solar, por lo que ha sido posible detectar a bordo de satélites la emisión de rayos gamma característicos de reacciones de fusión nuclear (Miroshnichenko, 2001).

Los rayos cósmicos solares son sólo una parte de las emisiones generadas en las ráfagas; están constituidos principalmente por protones y partículas alfa, aun cuando se han observado también núcleos de elementos más pesados (hasta el hierro). Las energías de estas partículas van desde unos cuantos eV hasta varios cientos de miles de ellos, y son más raras las emisiones que contienen partículas de mayores energías. Tanto su composición química como su espectro energético son distintos a los de la radiación galáctica, lo cual los diferencia claramente, ya que los rayos cósmicos galácticos poseen energías entre $\sim 10^{10}$ eV a 10^{14} eV (*Miroshnichenko, 2001*).

Debido a la presencia del campo geomagnético los rayos cósmicos solares son observados sólo en raras ocasiones en la superficie de la Tierra; entre 1942, año en que se observó por primera vez, y 1957 se detectaron partículas solares únicamente en cuatro ocasiones, y el advenimiento de la era espacial hizo posible estudiarlos en forma sistemática descubrir su estrecha relación con otros fenómenos observados en la Tierra en forma simultánea (*Miroshnichenko, 2001*).

Hoy sabemos que, en promedio, sólo hay una ráfaga por año capaz de acelerar partículas hasta energías de GeV, mientras que hay decenas de ellas que producen partículas de varios cientos de MeV. Las primeras pueden ser detectadas en los monitores de neutrones colocados a altas latitudes en la Tierra, las segundas no penetran la atmósfera terrestre, pero sí pueden llegar a las capas altas en las regiones polares donde el umbral geomagnético es prácticamente cero; ahí contribuyen a la ionización de las moléculas presentes, causando serias distorsiones en las radiocomunicaciones terrestres.

A estas distorsiones contribuyen también los rayos X que provienen de la misma fuente, debido a su alto poder ionizante (*Otaola et al. 1992*). Una eyección de masa coronal es la expulsión de una gran cantidad de masa que arrastra consigo el campo magnético solar y perturba en gran medida el medio interplanetario. Las eyecciones de masa coronal frecuentemente generan choques capaces de acelerar partículas solares o galácticas de baja energía.

La relación entre las ráfagas y las eyecciones de masa coronal no es clara, muchas ráfagas no están relacionadas con las eyecciones de masa coronal y algunas eyecciones de masa coronal no están relacionadas con ráfagas. No obstante, ambos fenómenos son parte de la dinámica de la estructura coronal y los procesos de acumulación y liberación de energía deberían ser similares en ambos casos.

1.5 BERILIO-10

El berilio es uno de los metales alcalinotérreos, ocupa el lugar 51 en abundancia entre los elementos naturales de la corteza terrestre. Su masa atómica es 9.012. Tiene un punto de fusión de unos 1.287°C, un punto de ebullición de unos 3000°C, y una densidad de 1.85 g/cm³. El berilio tiene una alta resistencia por unidad de masa. Se oxida ligeramente al contacto con el aire, cubriéndose con una fina capa de óxido.

La capacidad del berilio de rayar el vidrio se atribuye a este recubrimiento óxido. Los compuestos del berilio son generalmente blancos (o incoloros en solución) y bastante similares en sus propiedades químicas a los compuestos correspondientes de aluminio. Esta similitud hace difícil separar el berilio del aluminio, que casi siempre está presente en los minerales de berilio.

El Berilio-10 es un isótopo que se forma en la alta atmósfera debido a la acción de rayos cósmicos galácticos que bombardean el oxígeno y el nitrógeno. Dado que el berilio tiende a existir en disolución acuosa con niveles de pH menores de 5.5, este berilio atmosférico formado es arrastrado por el agua de lluvia (cuyo pH suele ser inferior a 5.5).

Una vez en la tierra, la solución se torna alcalina precipitando el berilio que queda almacenado en el suelo durante largo tiempo (su periodo de semidesintegración es de 1.5 millones de años) hasta su transmutación en Be-10; posteriormente es adosado a aerosoles que acaban depositándose en superficie y que permanecen estables en el hielo (*MacCracken et al. 2002*).

La concentración de Be-10 en el hielo depende de la intensidad de la radiación cósmica, además del transporte y la precipitación atmosférica. Por eso parece haber una cierta correlación inversa entre los mínimos de actividad solar y los máximos de Be-10, ya que la actividad solar modula el paso de la radiación cósmica galáctica y amortigua su llegada a la atmósfera terrestre (*MacCracken et al. 2002*).

El Be-10 y sus productos hijo se han empleado para el estudio de los procesos de erosión, formación a partir de regolito y desarrollo de suelos lateríticos, así como las variaciones en la actividad solar y la edad de masas heladas.

En la figura 1.8 se observan las concentraciones de Be-10 obtenidas de núcleos de hielo extraídos de las regiones polares del hemisferio sur, y el número de manchas solares en un intervalo de 600 años de 1400 a 2000 (*MacCracken et al. 2002*).

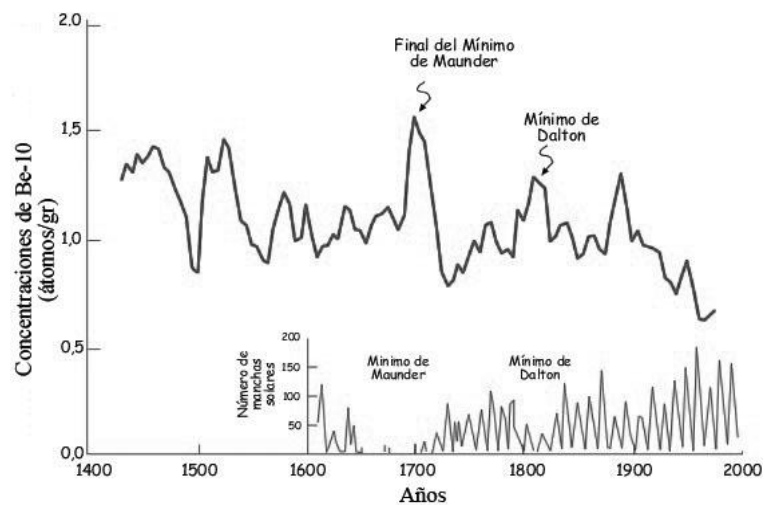


Fig. 1.8 Concentración de átomos de Berilio-10 por gramo de hielo, para el período 1400-2000. En el recuadro de abajo se representa la gráfica del número de manchas solares (*MacCracken et al. 2002*).

Capítulo 2

ATMÓSFERA Y OCÉANO

2.1 LA ATMÓSFERA

La Tierra tiene una atmósfera que permite la existencia de agua en sus tres estados: líquido, sólido y gaseoso. Esto se debe en parte a que la distancia de la Tierra al Sol es la apropiada en cuanto a la temperatura en la órbita terrestre, y en parte a que la Tierra por su masa es capaz de retener una atmósfera. La atmósfera de la Tierra es única en el sistema planetario y esto se ha comprendido más completamente en los últimos años. La atmósfera es una mezcla de varios gases que rodea un objeto celeste cuando éste cuenta con un campo gravitatorio suficiente para impedir que escapen (*Barry, 1984*).

El que un planeta tenga una atmósfera es una condición necesaria para poder albergar vida y es uno de los componentes básicos del clima terrestre. Es su balance energético el que primordialmente determina el estado del clima global, por ello es esencial comprender su composición y estructura.

Los gases que la constituyen están bien mezclados pero no es físicamente uniforme pues tiene variaciones significativas en temperatura, presión y composición química relacionadas con la altura sobre el nivel del mar (*Houghton, 2002*).

La atmósfera terrestre comenzó a formarse hace unos 4600 millones de años con el nacimiento de nuestro planeta. La mayor parte de la atmósfera primitiva se perdió en el espacio, pero nuevos gases y vapor de agua se fueron liberando de las rocas que forman nuestro planeta.

La atmósfera de las primeras épocas de la historia de la Tierra estaría formada por vapor de agua, dióxido de carbono (CO_2) y nitrógeno, junto a muy pequeñas cantidades de hidrógeno (H_2) y monóxido de carbono (CO) pero con ausencia de oxígeno (O_2). Era una atmósfera ligeramente reductora hasta que la actividad fotosintética de los seres vivos introdujo oxígeno y ozono (O_3) (*Hobbs, 2000*).

Los seres vivos siempre han desempeñado un papel fundamental en el funcionamiento de la atmósfera. Las plantas y otros organismos fotosintéticos toman CO_2 del aire y devuelven O_2 , mientras que la respiración de los animales y la quema de bosques o combustibles realiza el efecto contrario: retira O_2 , y devuelve CO_2 a la atmósfera (*Domenech, 1991*).

Los gases fundamentales que forman la atmósfera terrestre se pueden observar en la Tabla 2.1:

Tabla 2.1. Composición química de la atmósfera terrestre (*Houghton, 2002*).

Elemento	% (en volumen)
Nitrógeno (N_2)	78.084
Oxígeno (O_2)	20.946
Argón (Ar)	0.934
Helio (He)	5.200
Dióxido de Carbono (CO_2)	0.033

Otros gases de interés presentes en la atmósfera son el vapor de agua (H_2O), el O_3 y diferentes óxidos de nitrógeno, azufre, etc. También hay partículas de polvo en suspensión, como por ejemplo, partículas inorgánicas, pequeños organismos o restos de ellos, cloruro de sodio marino, etc.

Muchas veces estas partículas pueden servir de núcleos de condensación en la formación tanto de nubes como de nieblas muy contaminantes. La Tabla 2.2 nos muestra la concentración de algunas de estas partículas (*Hobbs, 2000*).

Tabla 2.2. Materiales Sólidos en la Atmósfera Terrestre (Hobbs, 2000).

Materiales sólidos en la atmósfera (Partículas/cm³)	
Alta mar	1000
Alta montaña (más de 2000 m)	1000
Colinas (hasta 1000 m)	6000
Campos cultivados	10 000
Ciudad pequeña	35 000
Gran ciudad	150 000

Debido a la gravedad terrestre la mayoría de los gases que componen la atmósfera se concentra a una altitud por debajo de los 20 km, pero existen componentes atmosféricos en altas altitudes, con densidades extremadamente bajas. La Tabla 2.3 muestra valores de temperatura y densidad de la atmósfera a diferentes alturas (Barry, 1984).

No hay un límite específico donde finalice la atmósfera y empiece el espacio exterior. Se encuentran trazas de nuestra atmósfera a distancias de miles de kilómetros sobre la superficie terrestre.

Tabla 2.3. Variación de las propiedades físicas de la atmósfera con la altitud (Barry, 1984).

Altura (Km)	Temperatura (°C)	Densidad (g/cm³)
0	25	1.225
5	-17	0.736
10	-50	0.414
15	-56	0.195
20	-56	0.089
30	-46	1.8×10^{-2}
40	-20	4×10^{-3}
50	-2	10^{-3}
100	-63	10^{-7}

Conforme aumenta la altura la densidad de la atmósfera disminuye exponencialmente. En los 5.5 kilómetros más cercanos a la superficie se encuentra la mitad de la masa total y antes de los 15 kilómetros de altura está el 95% de toda la materia atmosférica. La mezcla de gases que llamamos aire mantiene la proporción de sus distintos componentes casi invariable hasta los 80 km aunque cada vez menos densa conforme vamos ascendiendo. A partir de los 80 km la composición se hace más variable (Domenech, 1991).

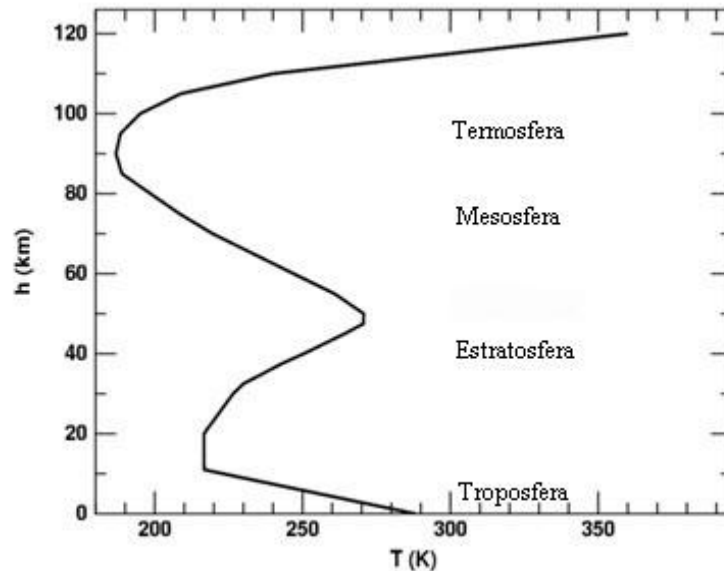


Fig. 2.1 La gráfica nos muestra la altitud contra temperatura a través de las diferentes capas de la atmósfera terrestre (NASA).

2.1.1 CRITERIO POR TEMPERATURA

La atmósfera terrestre se divide en varias capas de acuerdo al cambio del gradiente de temperatura (ver figura 2.1):

Atmosfera Baja

La Troposfera o baja atmósfera, es la que está en íntimo contacto con la superficie terrestre y se extiende en promedio hasta los 11 km sobre el nivel del mar. Tiene un grosor que varía desde 8 km en los polos hasta 16 km en el ecuador, principalmente debido a la diferencia de calentamiento solar en esos lugares.

Aquí está el 75% de la masa de gases totales que componen la atmósfera. El 99% de la masa de la atmósfera se encuentra bajo los 30 km sobre el nivel del mar (*Barry, 1984*).

Consta principalmente de Nitrógeno (78%) y Oxígeno (21%), que forman el 99% de los gases. El 1% que resta son mayoritariamente Argón y Dióxido de Carbono (0.035%). El aire de la Troposfera incluye vapor de agua en cantidades variables de acuerdo a condiciones locales, por ejemplo desde 0.01% en los polos hasta 5% en los trópicos. La temperatura disminuye con la altura, en promedio 6.5°C por kilómetro (*Hobbs, 2000*).

La mayoría de los fenómenos que involucran el clima ocurren en esta capa de la atmósfera, en parte sustentados por procesos convectivos que son establecidos por calentamiento de gases superficiales que se expanden y ascienden a niveles más altos de la troposfera donde se enfrían y descienden. Esta capa incluye además los fenómenos biológicos.

La Tropopausa marca el límite superior de la troposfera sobre la cual la temperatura se mantiene constante antes de comenzar a aumentar por encima de los 20 km sobre el nivel del mar. Esta condición térmica evita la convección del aire y confina de esta manera el clima a la troposfera (*Houghton, 2002*).

Atmosfera Media

La capa sobre la tropopausa en la que la temperatura comienza a ascender, se llama Estratosfera. Se extiende desde los 20 km hasta 48-50 km sobre el nivel del mar. Contiene pequeñas cantidades de los gases de la troposfera en densidades decrecientes con la altura. Incluye también cantidades bajísimas de Ozono (O₃), constituyendo la famosa capa que filtra el 99% de los rayos ultravioleta (*UV*) provenientes de la radiación solar.

Es esta absorción de *UV* la que hace ascender la temperatura. El gradiente positivo de temperaturas permite que la capa sea muy estable y evita turbulencias, algo que caracteriza a la Estratosfera. Esta capa a su vez, está delimitada por la Estratopausa, donde ocurre otra inversión térmica a los 50 km (*Barry, 1984*).

La Mesosfera es la capa situada entre 50 y 80 km por encima de la superficie. Está por encima de la Estratosfera y por debajo de la Termosfera, que es la capa de la atmósfera situada por encima de los 85 km de altura y sin límite superior definido que se caracteriza por un incremento continuo de la temperatura. La Estratosfera y la Mesosfera reciben a veces el nombre de atmósfera media (*Barry, 1984*).

Las interfaces entre Estratosfera y Mesosfera como mencionamos anteriormente se llaman Estratopausa y la Mesopausa. Pese a que la Mesosfera contiene sólo cerca del 0.1% de la masa total de la atmósfera por debajo de 80 km, es importante por la ionización y las reacciones químicas que ocurren en ella.

La atmósfera media está formada por los mismos componentes que la Troposfera (sobre todo nitrógeno y oxígeno), pero también contiene algunos gases menores muy importantes, en especial ozono, que, pese a que alcanza su máxima concentración en la Estratosfera, produce el máximo calentamiento solar cerca de la Estratopausa (*Kondratyev, 1969*).

La Mesosfera es distinta de la Estratosfera, sobre todo porque el calentamiento del ozono disminuye con la altura desde su valor máximo cerca de la Estratopausa y por tanto, también disminuye la temperatura mesosférica. Esta reducción rápida de la temperatura con la altitud es la principal característica de la Mesosfera. La disminución de la temperatura combinada con la baja densidad del aire en la Mesosfera determina la formación de turbulencias y ondas atmosféricas (perturbación atmosférica provocada por un cambio de presión y temperatura, que actúan a escalas espaciales y temporales muy grandes). Las turbulencias se deben a que al bajar la temperatura se produce un gradiente, el cual genera convección en la atmósfera o movimiento de ondas atmosféricas (*Houghton, 2002*).

La Termosfera es una de las capas de la atmósfera terrestre llamada así por las elevadas temperaturas que se alcanzan en ella debido a que los gases están ionizados (también se denomina ionosfera). Si el Sol está en un máximo de actividad, las temperaturas en la Termosfera pueden llegar a 1500°C.; sin embargo, estas elevadas temperaturas no se corresponden con la sensación de calor que tendríamos en la Troposfera porque en la Termosfera la densidad es muchísimo más baja. Los gases aparecen ionizados porque esta capa absorbe las radiaciones solares de menor longitud de onda (rayos gamma y X) que son altamente energéticos. En esta capa se desintegran los meteoroides debido a las altas temperaturas, dando lugar a meteoros o estrellas fugaces; y se producen las auroras boreales. (*Houghton, 2002*).

La Exosfera es la parte más exterior de la atmósfera terrestre que se extiende por encima de los 600 km a 1000km de altura. Se halla muy rarificada y no tiene un límite superior definido ya que, simplemente, la densidad disminuye de forma gradual. Se ha intentado definir el límite superior de la Exosfera situándolo a unos 9000 km de altura. Es la zona de tránsito entre la atmósfera terrestre y la magnetosfera.

2.1.2 LA IONOSFERA

La Ionosfera es la parte de la atmósfera que está ionizada por la radiación y las partículas energéticas solares. Esta capa permite el paso de señales de radio y su densidad electrónica es función de la altura y de la radiación solar, por lo que varía diaria y estacionalmente, y también de acuerdo con el ciclo de actividad solar. Se encuentra a partir de la Mesosfera y se divide en varias capas, conforme lo indica la figura 2.2 (*Liou, 1980*).

La Ionosfera se encuentra a partir de los 60km de altura de la superficie. En ella los gases atmosféricos son tan tenues que es posible encontrar electrones libres e iones positivos. La Ionosfera posee por lo tanto propiedades de un plasma poco denso. La masa total de la ionosfera es inferior a un 0.1 % de la masa de la atmósfera. Las cargas se separan por la acción de las radiaciones de alta energía y partículas energéticas provenientes del Sol y también de los rayos cósmicos (*Kondratyev, 1969*).

En las capas de la ionosfera los tiempos de recombinación de los iones son superiores al periodo día noche por lo que la ionosfera retiene gran parte de sus propiedades incluso en las regiones no iluminadas del planeta. Dependiendo del grado de ionización de cada nivel de altura pueden encontrarse picos de ionización en capas denominadas "D," "E," "F1," y "F2". Dado que el grado de ionización es producido directamente por la acción solar, una actividad anómala del Sol puede alterar las propiedades de la ionosfera y su capacidad de reflejar las ondas de radio terrestre alterando las comunicaciones en la Tierra. La estructura de la ionosfera viene marcada por el gradiente de la densidad electrónica. Así tenemos las siguientes capas que se pueden observar en la Tabla 2.4 y en la figura 2.2:

Tabla 2.4. Capas Ionosfericas (*Liou, 1980*).

60 Km	Durante el día aparece la capa D
80 - 100 Km	Capa E o Estrato de Heavside
200 – 300 Km	Capa F1 y F2 o capas de Appleton. Donde la capa F1 experimenta una fluctuación diaria que la lleva a confundirse con la F2 durante la noche.

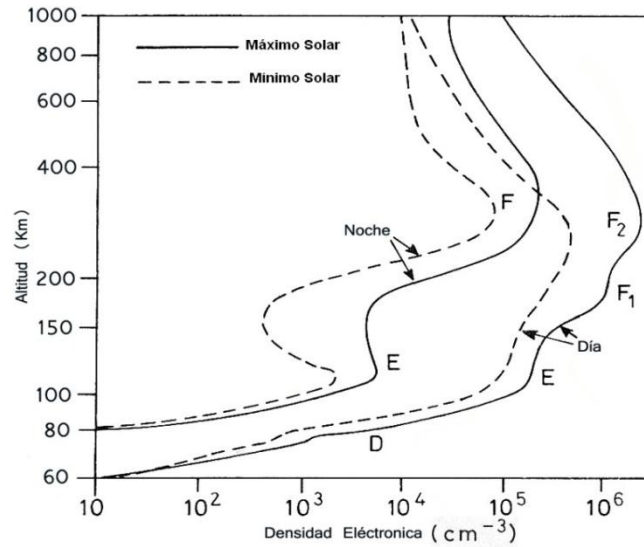


Fig. 2.2 Variación de la densidad electrónica en el mínimo solar (línea punteada) y en el máximo solar (línea sólida) tanto nocturna como diurna en función de la altura que caracteriza a la Ionosfera (Liou, 1980).

Existen variaciones ionosféricas que aparecen inesperadamente y que están asociadas a episodios transitorios de la actividad solar. Se han identificado principalmente tres tipos de perturbaciones ionosféricas anómalas:

- a) **Perturbaciones Ionosféricas Súbitas:** Causan un fuerte aumento de la absorción de la capa D, esto provoca la atenuación de las señales, logrando hacerlas desaparecer por períodos que comprenden un par de horas. Se asocian a los comienzos repentinos de una tormenta magnética. La penetración de rayos X de una ráfaga asociada a la tormenta hasta las capas D y E causan un aumento en la densidad electrónica.
- b) **Tormentas Ionosféricas:** Perturbaciones ionosféricas que empiezan gradualmente y persisten por días abarcando latitudes altas.

2.1.3 BALANCE DE ENERGÍA

La mayor parte de la energía que llega a nuestro planeta procede del Sol. La energía que llega a la parte alta de la atmósfera posee varias longitudes de onda. Los diferentes gases y otros componentes de la atmósfera no absorben de igual forma los distintos tipos de radiaciones. Algunos gases, como el oxígeno y el nitrógeno son transparentes a casi todas las longitudes de onda, mientras que el vapor de agua, bióxido de carbono, metano y óxidos de nitrógeno son transparentes a la radiación de onda corta (ultravioletas y visibles), pero absorben las radiaciones de onda largas (infrarrojas). La interacción de la irradiancia solar con la atmósfera terrestre se puede observar en la Tabla 2.5 (Iqbal, 1983).

Tabla 2.5 Interacción de la irradiancia solar con la atmósfera terrestre (Iqbal, 1983).

λ (nm)	Nombre (radiación)	Efecto	Altura (km)	Capa Atmosférica
Hasta 10	Rayos γ Rayos x	Ioniza todos los gases	70 -100	Mesosfera Termosfera
10-100	XUV	Ioniza N_2 , O , O_2	100-300	Termosfera
100-120	EUV	Ioniza O_2	80-100	Termosfera
120-200	VUV	Disocia O_2	40-130	Estratosfera Mesosfera y Termosfera
175-200	VUV y UV	Disocia O_2 Forma O_3	30	Estratosfera
200-240	UV	Disocia O_2 , O_3	20-40	Estratosfera
240-300	UV	Disocia O_3	<40	Estratosfera

1nm = 1×10^9 m, XUV- Rayos X- ultravioleta, EUV- extremo ultravioleta, VUV- ultravioleta vacío, UV- ultravioleta

Por encima de la Troposfera, la atmósfera absorbe casi toda la radiación con longitud de onda igual a 300nm o por debajo de este valor (rayos x y ultravioleta). El vapor de agua y otros componentes atmosféricos en la troposfera absorben en mayor o menor medida la luz visible e infrarroja y debido a ello esta capa se calienta.

La Estratosfera se calienta por el ozono (O_3) que absorbe entre 200 a 300nm y se enfría por radiación. En la Mesosfera el CO_2 se excita por colisiones y se enfría emitiendo fotones. La emisión es más rápida que la excitación, pero la conducción hacia la Mesosfera de la Termosfera tiende a equilibrar el proceso.

La Termosfera se calienta por EUV (extremo ultravioleta), UV (ultravioleta) y rayos X que absorbe el oxígeno atómico y por precipitación de partículas en zonas aurorales. Esta capa se enfría por conducción hacia la Mesosfera (*Hobbs, 2000*).

El 70% de la energía solar que llega es absorbida por la atmósfera; en un día nublado se absorbe un porcentaje menor debido al albedo, especialmente en la zona del infrarrojo. La absorción es mayor en las zonas ecuatoriales que en los polos y es mayor en la superficie de la Tierra que en la parte alta de la atmósfera. Estas diferencias originan tanto fenómenos de convección que transportan calor generando las corrientes atmosféricas, como fenómenos de evaporación y condensación (*Liou, 1980*).

Las observaciones realizadas por los satélites de la radiación infrarroja emitida por el planeta indican que la temperatura de la Tierra debería ser de unos -18°C , sin embargo la temperatura media de la superficie de la Tierra es de 15°C . La diferencia de 33°C se debe al efecto invernadero y a las nubes. Para un cielo claro el vapor de agua contribuye entre el 60 y el 70% en la generación del efecto invernadero, después de él son importantes el dióxido de carbono, el metano, ozono y óxidos de nitrógeno (*Hobbs, 2000*).

2.2 EL OCÉANO

Se denomina océano a la parte de la superficie terrestre ocupada por el agua marina. Se formó hace unos 4000 millones de años cuando la temperatura de la superficie del planeta se enfrió hasta permitir el agua en estado líquido.

Nuestro planeta tiene grandes extensiones de tierra que son los continentes y grandes extensiones de agua en cinco partes que son los océanos. Los océanos, conformados por agua salada, cubren las tres cuartas partes de la superficie de la Tierra (*Cifuentes et al. 1997*). En la Tabla 2.6 se observa la distribución:

Tabla 2.6. Distribución superficial de los océano (Cifuentes et al. 1997).

Área Total del Planeta	510 millones de Km ²
Continentes	139 millones de Km ²
Islas e (± 2500 km) Islotes	11 millones de Km ² 150 millones de Km ² - 30%
Océanos (profundidad + 200 m)	332 millones de Km ²
Zona Costera (Plataforma continental)	28 millones de Km ² 360 millones de Km ² - 70%

Estos continentes emergidos de los mares han llegado a ocupar 139 millones de kilómetros cuadrados que, sumados a los 11 millones constituidos por las islas grandes que tienen una longitud de más de 2 500 kilómetros, y los islotes de menor dimensión, alcanzan un total de 150 millones de kilómetros cuadrados, que representan el 30 por ciento de la superficie terrestre.

En cambio, los océanos, con profundidades mayores de 200 metros, abarcan 332 millones de kilómetros cuadrados, y el agua que se encuentra sobre la plataforma continental, considerada de cero a 200 metros, cubre 28 millones; o sea que el total de área cubierta por agua marina es de 360 millones de kilómetros cuadrados de los 510 millones que conforman la totalidad del planeta, que representan el 70 por ciento de la superficie de la Tierra (Cifuentes et al. 1997).

La profundidad de los océanos es variable dependiendo de las zonas del relieve oceánico pero resulta escasa en comparación con su superficie. Se estima que la profundidad media es de unos 4 km. La parte más profunda se encuentra en la fosa de las Marianas situada en el fondo del Océano Pacífico entre la costa de Indonesia y China (11°N, 142°E), alcanzando una profundidad máxima de 11 mil metros por debajo del nivel del mar.

En los océanos hay una capa superficial de agua templada (12° a 30°C), que tiene una profundidad variable de entre unas decenas de metros hasta los 400 o 500 metros. Por debajo de esta capa el agua está fría con temperaturas de entre 5° y -1°C. Se llama termoclina al límite entre las dos capas. El agua está más cálida en las zonas templadas, ecuatoriales y tropicales, y más fría cerca de los polos. Y, también, más cálida en verano y más fría en invierno (*Lambert, 1980*).

Contiene sustancias sólidas en disolución, siendo las más abundantes el sodio y el cloro que, en su forma sólida, se combina para formar el cloruro de sodio o sal común y, junto con el magnesio, el calcio y el potasio, constituyen cerca del 90 % de los elementos disueltos en el agua de mar. Además hay otros elementos pero en cantidades ínfimas. El grado de salinidad depende de la cantidad de sales que contiene.

Aproximadamente un promedio del 3.5 % del volumen del agua, corresponde a sustancias en disolución. Si hay mucha evaporación, desaparece una mayor cantidad de agua, quedando las sustancias disueltas, por lo que aumenta la salinidad (*Elderfield, 2006*).

La salinidad es escasa en las regiones polares, en especial en el verano cuando el hielo se diluye en el agua. En mares como el Báltico, también hay poca salinidad. Cabe destacar que en su gran extensión, el océano presenta todos y cada uno de los elementos químicos naturales existentes debido a la escorrentía (lámina de agua que circula en una cuenca de drenaje, es decir la altura en milímetros de agua de lluvia escurrida y extendida dependiendo la pendiente del terreno) de éstos en los continentes o reservas existentes en el mar.

La mayor parte del agua en la Tierra, el 94 %, se encuentra en los océanos, de la que se evapora una mayor cantidad de agua pura que aquella que retorna en forma de precipitaciones. El volumen de agua de los océanos permanece inalterable ya que estos reciben agua a través de los ríos (*Elderfield, 2006*).

La relación entre la atmósfera y el océano se lleva a cabo en la tropósfera, debido a que la superficie de la Tierra es la fuente de calor, producido por la radiación solar, que calienta a la atmósfera, y que influye en las condiciones del clima y del tiempo regulando la cantidad de gases atmosféricos y la de vapor de agua. Se puede considerar que la atmósfera y los océanos tienen el mismo origen, por lo que presentan casi el mismo tipo de constituyentes químicos; sin embargo, la superficie del océano es, en realidad, una superficie versátil e inestable de una complejidad asombrosa.

Se observa que existe un intercambio constante de masa en la interface mar-aire, es decir, de compuestos químicos suspendidos, de energía que consiste principalmente en calor, y de impulso representado por los vientos.

2.2.1 INTERCAMBIO DE MASA

Cuando se considera la interacción atmósfera-océano, la masa tiene particular interés si se toman en cuenta las variadas sustancias que fluyen a través de la superficie oceánica y de la atmósfera y la influencia que estas sustancias tienen sobre los fenómenos que se suceden en ambos medios. Ejemplo de ellas son el vapor de agua, gases como el oxígeno y bióxido de carbono, y los diferentes tipos de sales, que son básicos para los sistemas biológicos del océano (*Mann, 2006*).

2.2.2 INTERCAMBIO DE ENERGÍA

Ocurre debido al intercambio de calor que se realiza entre el océano y la atmósfera, lo que constituye un verdadero motor térmico. Dicho intercambio es en parte el responsable de que existan diferentes temperaturas en los polos y en el ecuador, y a su vez, este calentamiento diferencial es el que ocasiona la circulación de las masas de aire en la atmósfera y de las aguas en los océanos, lo que provoca que la temperatura se mantenga más o menos constante en las diferentes regiones de la Tierra.

En la dinámica total del calor de la Tierra intervienen: la zona de interacción mar-aire, la energía proveniente del espacio que atraviesa la atmósfera y es absorbida por el océano, los océanos que calientan la atmósfera, y luego la atmósfera que transporta la energía a las regiones polares, donde puede ser emitida al espacio en forma de radiaciones.

En conjunto, la Tierra gana y pierde calor por los cambios que se presentan en la irradiancia solar, y su balance térmico depende de la energía que le llega del Sol y de la que ella devuelve al espacio. En las latitudes bajas el ingreso de la energía proveniente de Sol es mayor que la pérdida de energía al espacio por radiación; en las altitudes altas, en cambio, el ingreso de energía proveniente del Sol es menor que la pérdida al espacio (*Curry et al. 1999*).

Si se tomara en cuenta solamente el efecto de la radiación solar, los trópicos tenderían a hacerse más cálidos, y las regiones polares se enfriarían cada vez más. Afortunadamente la temperatura de la Tierra, no depende sólo de las radiaciones, dado que existe un flujo de energía desde los cálidos trópicos hacia los polos que se lleva a cabo en las porciones fluidas de la Tierra, es decir, tanto en la atmósfera como en los océanos.

Tomando en cuenta la temperatura de las zonas ecuatoriales y polares, la temperatura promedio del agua oceánica es de 3.8°C. En el hemisferio sur la superficial es 1°C más caliente de la que presenta el hemisferio norte; sin embargo, las temperaturas del hemisferio sur, para cualquier latitud, son generalmente más bajas que las correspondientes a la misma latitud en el hemisferio norte (*Voituriez, 2003*).

Una parte de la radiación solar, principalmente la de onda corta, se absorbe en la atmósfera superior, y otra parte, atraviesa directamente la atmósfera a hasta llegar a la superficie del planeta, donde los continentes y los océanos la absorben. Como estos últimos ocupan el 70 por ciento del globo, la mayor parte de la energía que proviene del Sol se fija en la superficie del mar y es esta radiación absorbida la que calienta la atmósfera, primero en los trópicos, y de allí se transporta este calor a las latitudes más altas en los polos, donde irradia su energía al espacio (*Muhlia, 2006*).

2.2.3 EVAPORACIÓN

Otra forma de intercambio de calor entre el océano y la atmósfera resulta de la evaporación de agua de la superficie oceánica lo que produce calor en una cantidad de 600 calorías por cada gramo de vapor de agua. Este vapor, una vez que deja la superficie del mar, asciende por el aire libre hasta que se condensa en forma de lluvia generándose las tormentas.

La relación entre la evaporación y la precipitación que se presenta en las regiones oceánicas y atmosféricas es muy importante para la transferencia de calor en el planeta (*Curry et al. 1999*).

2.2.4. IMPULSO

Un tercer intercambio que se presenta en la interfaz mar-aire, es el representado por los vientos, llamado impulso. Estos vientos se producen por la acción del calor procedente del Sol y por las diferencias de presión en la superficie de la Tierra, fenómenos que hacen que el aire forme el viento al ponerse en movimiento y su acción turbulenta provoca que los gases que se encuentran en la atmósfera se mezclen, creando el aire que se respira.

El viento fluye con una dirección que va del lugar de mayor presión atmosférica al de menor presión. En la dirección de los vientos interviene el movimiento de rotación de la Tierra, y la velocidad de éstos se modifica por el rozamiento con la superficie tanto de los continentes como de los océanos. En las altas latitudes la mayor transferencia de calor se efectúa por el viento. A los vientos que van desde las zonas de alta presión que se localizan en los polos, hacia zonas de baja presión del ecuador, se les llama alisios; estos vientos desvían su trayectoria hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur, debido a la rotación de la Tierra, por el efecto de Coriolis.

Estos alisios son los más constantes, y como su dirección principal es de este a oeste fueron llamados vientos del comercio por favorecer a las embarcaciones que navegaban del Viejo Continente hacia América. Otros vientos soplan del ecuador hacia los polos y reciben el nombre de contraalisios, por tener una dirección en sentido opuesto a la de los alisios.

Otro tipo de vientos son los monzones, que se caracterizan por cambiar de dirección según la estación del año: soplan en una dirección durante el verano y en la contraria durante el invierno. Existen otros tipos de viento menos significativos como los llamados vientos generales del oeste, que soplan desde el sudoeste en el hemisferio norte y del nordeste en el hemisferio sur, los cuales, en algunas ocasiones, llegan a adquirir velocidades altas (*Young et al. 1994*).

2.2.5 PRESIÓN

Otro tipo de efecto entre la atmósfera y el océano es la presión que ejercen los vientos sobre la superficie del agua, y su resultado principal son las olas y las corrientes marinas. El intercambio de energía resultante puede levantar enormes olas y ocasionar grandes corrientes oceánicas, lo que produce importantes cambios en el clima de las zonas costeras y los continentes.

Estas manifestaciones de los vientos pueden ser violentas. Por ejemplo, cuando un lugar determinado de la atmósfera incrementa su temperatura, el aire situado en ella se dilata, haciéndose más denso, y tiende a descender, por lo que en las capas inferiores de la atmósfera, en donde hay aire frío éste es desalojado y el lugar abandonado es ocupado por corrientes de aire que fluyen ascendiendo en espiral, arrastrando arena y polvo cuando se presenta el fenómeno en los continentes, y agua cuando se presenta en los océanos. A este tipo de manifestaciones se les llama remolinos, y pueden alcanzar una velocidad de hasta 21 kilómetros por hora (*Young et al. 1994*).

En síntesis, las formas de transferencia de energía de los océanos a la atmósfera son, según su importancia: la irradiación solar (intercambio de energía), la evaporación, el intercambio de energía térmica por calentamiento o enfriamiento del aire (impulso) y el intercambio de energía mecánica provocado por las presiones y los vientos de la atmósfera (presión).

Capítulo 3

NUBES, DIMETILSULFURO Y ÁCIDO METANOSULFÚRICO

3.1 LAS NUBES

3.1.1 FORMACIÓN DE NUBES

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*).

El tamaño de las gotas que integran una nube varía desde unos pocos micrones hasta 100 micrones. Estas gotas, al principio son casi esféricas, dependiendo de su crecimiento, del calibre y composición del núcleo de condensación, así como de la humedad del aire. Cuando las gotas se hacen mayores, pierden su forma esférica y toman la clásica de pera, con la que casi siempre se les representa. Cuando llega el momento en que ya no pueden sostenerse en la atmósfera inician el camino hacia tierra (*Rogers, 1977*).

Los cambios de fase del agua juegan un papel primordial en la microfísica de la nube.

Los posibles cambios son (*Rogers, 1977*):

Vapor	↔	Líquido	(Condensación, Evaporación)
Líquido	↔	Sólido	(Congelamiento, Fusión)
Vapor	↔	Sólido	(Condensación, Sublimación)

Los cambios de izquierda a derecha son de importancia meteorológica: son los cambios que tienen lugar en orden molecular creciente y que conducen a la formación de la nube.

Uno de los problemas de la física de las nubes es que estos cambios tienen lugar en equilibrio termodinámico. Estas transiciones han de superar una barrera de energía libre que las dificulta, las gotas de agua poseen unas intensas fuerzas de tensión superficial que, para aumentar de tamaño por condensación, tienen que ser contrarrestadas por un fuerte gradiente de presión de vapor. En estas condiciones las gotas de nube necesitan para formarse humedades relativas de varios cientos por cien.

Así, el problema de la microfísica de nubes es explicar porqué se forman las gotas de nubes en la atmósfera real incluso a humedades menores al 100%. La respuesta está basada en la existencia en la atmósfera de partículas de tamaño micrométrico que tienen gran afinidad con el agua y actúan como núcleos de condensación, es lo que recibe el nombre de nucleación heterogénea. La homogénea sería en una atmósfera limpia, pero necesita saturaciones extremas (*Rogers, 1977*).

Los núcleos que alcanzan tamaños relativamente grandes son los que pueden dar lugar a gotas de nube. El aire húmedo al enfriarse por ascenso adiabático, llega a alcanzar una humedad relativa cercana al 100%. En estas condiciones los núcleos más higroscópicos (compuestos que atraen agua en forma de vapor o de líquido de su ambiente) empiezan a actuar como núcleos de condensación.

Si el ascenso continúa, el enfriamiento produce sobresaturación y ésta se agota por condensación sobre los núcleos (la sobresaturación es el exceso de humedad relativa sobre el 100%, por ejemplo 101.5%). En las nubes suelen existir núcleos suficientes para que la sobresaturación no sobrepase el 1% (*Hobbs, 1993*).

Si la nube sigue su ascenso, su cima puede alcanzar temperaturas inferiores a los 0°C, las gotas de agua subfundidas (temperatura bajo cero y agua líquida) pueden o no congelarse, dependiendo de la existencia de núcleos de hielo. La presencia de gotas subfundidas es frecuente en la atmósfera a temperaturas de hasta -15°C.

Una nube es un agregado de pequeñísimas gotas, en número aproximado de unas 100 por centímetro cúbico, cuyos radios son del orden de las 10 micras. En general esta estructura es muy estable y las gotas no tienden a juntarse y aumentar de tamaño.

La precipitación se origina cuando el conglomerado se hace inestable y unas gotas crecen a expensas de las otras. Dos son los mecanismos que producen este efecto; la colisión o choque directo de las gotas y la interacción entre gotas de agua y cristales de hielo (en nubes que superan una temperatura de 0°C). Cuando mediante estos procesos las gotas o los cristales de hielo alcanzan el tamaño adecuado pueden empezar a caer. Siempre y cuando la velocidad de caída compense a las corrientes de aire ascendentes en el interior de la nube, se produce la precipitación (*Hobbs, 1993*).

3.1.2 TIPOS DE NÚCLEOS DE CONDENSACIÓN

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 (NCN). En la atmósfera siempre hay gran cantidad de NCN sobre los cuales 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. 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 va desde un diámetro de una centésima de micrón hasta diez micrones. 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 una décima de micrón. El vapor de agua también comienza a condensarse sobre ellas a humedades relativas por debajo del cien por cien.

Una gran parte de los NCN 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. Por ejemplo cuando se quema carbón, el humo que se desprende contiene anhídrido sulfuroso, formado por una combinación de azufre y oxígeno. Más tarde al entrar en contacto con el vapor de agua, se transforma en ácido sulfúrico, proceso que es acelerado por la luz solar.

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 20 micrones, 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 a través de 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 llevadas muy lejos del lugar de origen por las fuertes corrientes de aire (*Hobbs, 1993*).

3.1.3 TIPOS DE NUBES

Se considera que existen tres familias de nubes: las cumuliformes (cúmulos), las estratiformes (estratos) y las cirriformes (cirros), dependiendo su formación de la velocidad y de la turbulencia de la corriente de aire ascendente. Esta nomenclatura está basada en los nombres latinos cirrus (cabello o bucle), stratus (allanado o extendido) y cúmulus (cúmulo o montón) (*Hackel, 2004*).

Las nubes cumuliformes obedecen a la presencia de fuertes corrientes de convección y rápidas elevaciones del aire, por lo que, generalmente, su base adquiere la forma llana, horizontal, mientras que su parte superior se desarrolla sin uniformidad, presentando cúpulas, promontorios y picachos que recuerdan a una montaña de algodón. Estas nubes adoptan gran variedad de tamaños y espesores.

En cuanto a las estratiformes se originan cuando la corriente de aire ascendente es muy débil, la nube queda flotando sobre una capa de aire frío y queda cubierta por aire más caliente, al producirse una inversión de temperatura. Como el aire frío que está debajo no puede ascender, las corrientes de convección, debajo de la zona de inversión de temperatura, son muy débiles. Al no poder elevarse, condensándose en forma de montaña a medida que va atravesando capas más frías, estas nubes no alcanzan gran espesor. Se extienden como un manto uniforme, a lo largo del cielo.

No obstante, una nube estratiforme puede transformarse en cumuliforme si aumenta el viento, pues la turbulencia que se origina mezcla las capas de aire y anula la zona de inversión de temperatura.

Las nubes cirriformes están compuestas por cristalitos de hielo y se forman a grandes alturas, en la parte más elevada de las corrientes de convección. Adoptan formas filamentosas o fibrosas muy tenues y delicadas.

Cuando un estrato o un cúmulo da lugar a precipitaciones, ya sea en forma de nieve, lluvia o granizo, se combina el nombre básico de la nube con el término nimbus (nube de lluvia o tempestad) (*Hackel, 2004*).

De acuerdo con el Atlas Internacional de Nubes, publicado en 1956 por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), las nubes se clasifican en 10 formas características, o géneros, que se presentan en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Tipos de Nubes (OMM, 1956).

	GENERO	SIMBOLO	CARACTERÍSTICAS
Nubes Altas (>5km)	Cirros	Ci	Nubes de aspecto filamentosas, 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.
Nubes Medias (2-5km)	Altocúmulos	Ac	Con forma de glóbulos, que no dan precipitación
	Altoestratos	As	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.
Nubes Bajas (<3.5km)	Estratocúmulos	Sc	Bancos de nubes cumuliformes que producen lluvias ligeras continuas y lloviznas.
	Estratos	St	Manto de nubes grises que pueden provocar lloviznas al espesarse mucho.
	Cúmulos	Cu	Nube aislada y densa, que se desarrolla verticalmente con protuberancias, no producen lluvias.
Nubes de Desarrollo Vertical	Cumulonimbos	Cb	Nube densa y potente, de considerable desarrollo vertical que produce chubascos y tormentas eléctricas.

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 (ver tabla 3.1). Esta designación está basada en la apariencia que presentan las nubes vistas desde el suelo (OMM, 1956).

3.2 DIMETILSULFURO y ÁCIDO METANOSULFÚRICO

El que las algas formen parte del ciclo del sulfuro es un hecho bien conocido por los científicos, al igual que el intercambio con la atmósfera de diversos elementos y compuestos (oxígeno, nitrógeno y bióxido de carbono) a través de procesos como la fotosíntesis.

Como ya dijimos, para la formación de nubes se requieren H_2O , además de vapor de agua. Se sabe también, que hay formación de aerosoles de manera espontánea a partir de transformaciones químicas y fotoquímicas en la atmósfera, y de compuestos orgánicos e inorgánicos provenientes del mar, en donde la oxidación de compuestos sulfurados juega un papel importante.

Sin embargo, todos estos conocimientos se empezaron a analizar de manera conjunta e interdisciplinaria a un nivel más amplio, a raíz de la aparición, en 1972, de un artículo de *Lovelock y Maggs (1972)*. En este trabajo los autores llaman la atención sobre el dimetilsulfuro (DMS) y sugieren que representa el enlace agua-aire en el ciclo del sulfuro.

Posteriormente, tanto la discusión como los proyectos de investigación relacionados con este tema aumentaron notoriamente, en parte como reacción a la aparición en 1987 de la hipótesis de *Charlson et al. (1987)*, que planteaba las interacciones entre el fitoplancton oceánico, el sulfuro atmosférico, las nubes y el albedo como mecanismos de regulación del clima. En estos procesos atmósfera-océano-tierra, hay dos participantes principales: el fitoplancton y el DMS.

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 troposfera, presente en suficiente cantidad 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 en 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.

Los coccolitofóridos conforman el nanoplancton calcáreo en la comunidad pláncica. Estos organismos no solo responden a las variaciones ambientales, sino también promueven modificaciones en los ambientes, siendo los mayores productores de sedimentos calcáreos.

Se les considera como los principales elementos que transfieren el CO₂ de la atmósfera hacia el fondo oceánico, por lo que este grupo puede ser considerado como un descontaminante natural.

Algunos estudios sugieren que el pastoreo del zooplancton sobre el fitoplancton (forma en que el zooplancton controla el crecimiento de microalgas) puede ser la ruta principal por la cual el DMSP es transformado a DMS, aunque también los procesos microbianos de descomposición pueden ser importantes (*Dacey et al. 1986*) (*Cantin et al. 1996*).

El DMS es liberado a la atmósfera en donde reacciona formando aerosoles sulfatados (SO₄) que se encuentran en toda la interface 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 NCN en la atmósfera marina (*Bates et al. 1997*), como se observa en la figura 3.1.

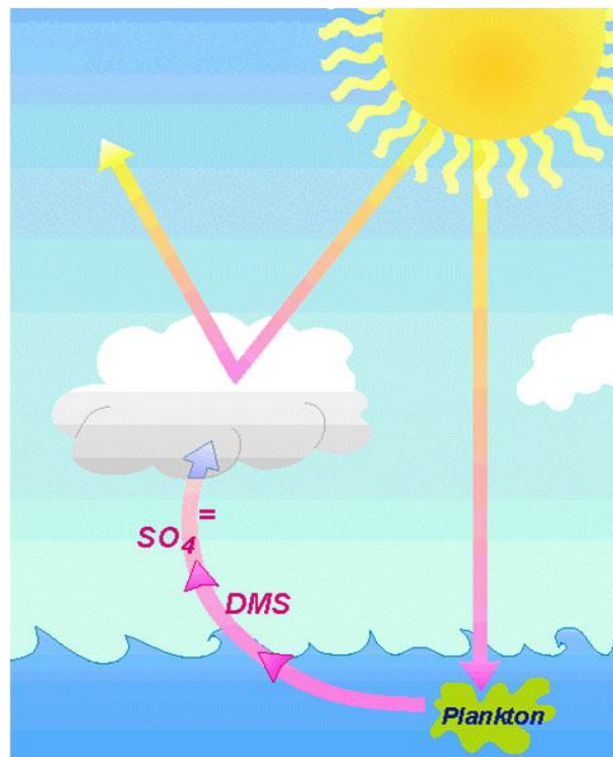


Fig. 3.1 Ciclo del DMS, que es un gas de considerable significancia climática en la formación de nubes, con potencial para regular la temperatura global (Charlson et al. 1987).

La fotosíntesis es el proceso central en el funcionamiento del fitoplancton desde el punto de vista ecofisiológico, ya que libera oxígeno al medio y consume bióxido de carbono a través de un sistema pigmentario que incluye clorofilas **a**, **b** y **c**, carotenoides (los carotenoides son pigmentos orgánicos que ocurren de forma natural en plantas y otros organismos fotosintéticos como algas, algunas clases de hongos y bacterias) y ficobiliproteínas (las ficobiliproteínas son los principales pigmentos accesorios colectores de la energía lumínica en las algas rojas y las cianobacterias) (Sathyendranath et al. 1987).

Según su metabolismo interno, las bacterias presentan requerimientos nutricionales diversos. Los fotoautótrofos son bacterias que obtienen la energía de la luz y su fuente de carbono es el CO₂, por lo que son ampliamente utilizados como una forma de cuantificar la biomasa algal. La clorofila **a** es el pigmento principal y común a todos los fotoautótrofos productores de oxígeno (Geider et al. 1992).

Sin embargo, la relación clorofila/biomasa varía en respuesta a cambios en irradiancia, disponibilidad de nutrientes y temperatura (*Kirk, 1983*). Paralelamente, la concentración de clorofila y su relación con otros pigmentos proporciona información sobre la composición taxonómica de una muestra y es un indicador de alteraciones en las comunidades algales que pueden repercutir en otras poblaciones marinas y en la actividad de las pesquerías (*Sathyendranath, 1987*).

La presencia de DMPS libre en el agua de mar, y el que los principales grupos algales que lo producen sean de tamaño pequeño, explica que las correlaciones con la concentración de clorofila no sean necesariamente altas (*Malin, 1992*).

La relación entre el fitoplancton (vida) 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 (ver figura 3.2).

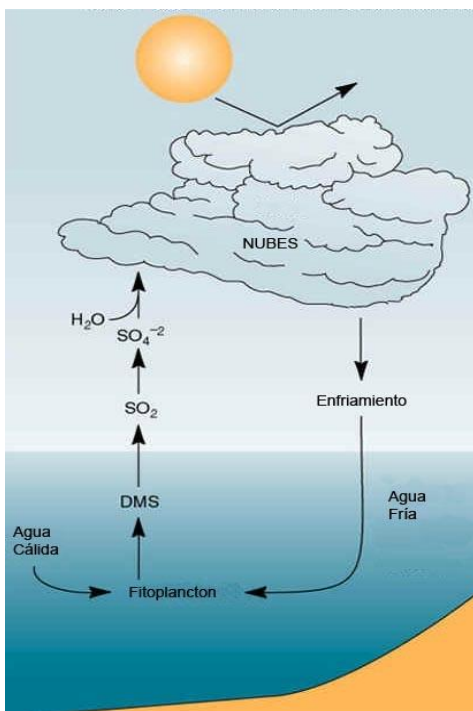


Fig. 3.2 Esquema del ciclo del DMS y su papel en el clima terrestre (NASA).

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, entre 1972-1997, y varios parámetros, como velocidad del viento y temperatura superficial oceánica (TSO), este no fue exitoso (*Kettle, 1999*).

Estudios cuantitativos más recientes usando la base de datos mencionada anteriormente, y además otra base de datos entre 1972-2003 (*Simó et al. 2007*), concluyeron que a escalas de tiempo estacional el DMS y la radiación solar tienen una correlación positiva alta lo que favorece una retroalimentación negativa del clima: incrementos en la irradiancia solar que alcanza la superficie del océano incrementa el DMS, aumentando los NCN 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 cual favorece una retroalimentación positiva del clima; el incremento en la irradiancia solar produce un decremento de DMS, NCN y del 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*). Algunos de estos estudios reportan incrementos significativos de DMS con exposición de UV (*Toole et al. 2004*), pero, otros estudios encuentran un decremento de DMS con incrementos de UV (*Kniventon et al. 2003*). El aspecto cuantitativo de todos estos estudios involucra el cálculo de coeficientes de correlación lineal.

3.3 FORZAMIENTO RADIATIVO

Los cambios en la abundancia de los gases de efecto invernadero y de los aerosoles atmosféricos así como en la radiación solar y en 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 una variedad de factores humanos y naturales influyen en el calentamiento o enfriamiento del clima global.

La influencia de un factor que puede causar un cambio climático, como por ejemplo, el gas de efecto invernadero, se evalúa a menudo en términos de su forzamiento radiativo, que constituye una medida de cómo el equilibrio del sistema atmosférico de la Tierra se comporta cuando se alteran los factores que afectan el clima. La palabra radiativo proviene del hecho de que estos factores cambian el equilibrio entre la radiación solar entrante y la radiación infrarroja saliente dentro de la atmósfera terrestre. El equilibrio radiativo controla la temperatura de la superficie terrestre (*IPCC, 2007*).

El término forzamiento se utiliza para indicar que el equilibrio radiativo de la Tierra está siendo separado de su estado normal. Un forzamiento radiativo se cuantifica por lo general como la tasa de cambio de energía por área de unidad del planeta medida en la parte superior de la atmósfera y se expresa en watts por metro cuadrado, como se observa en la figura 3.3.

Cuando el forzamiento radiativo de un factor o grupo de factores se evalúa como positivo, la energía del sistema atmósfera-Tierra se incrementará posteriormente, conduciendo al calentamiento del sistema. Por el contrario, un forzamiento radiativo negativo hará que la energía disminuya ulteriormente, conduciendo a un enfriamiento del sistema. Los climatólogos enfrentan el desafío de identificar todos los factores que afectan el clima y los mecanismos mediante los cuales se ejerce un forzamiento, a fin de poder cuantificar el forzamiento radiativo de cada factor y evaluar el forzamiento radiativo total de los grupos de factores (*IPCC, 2007*).

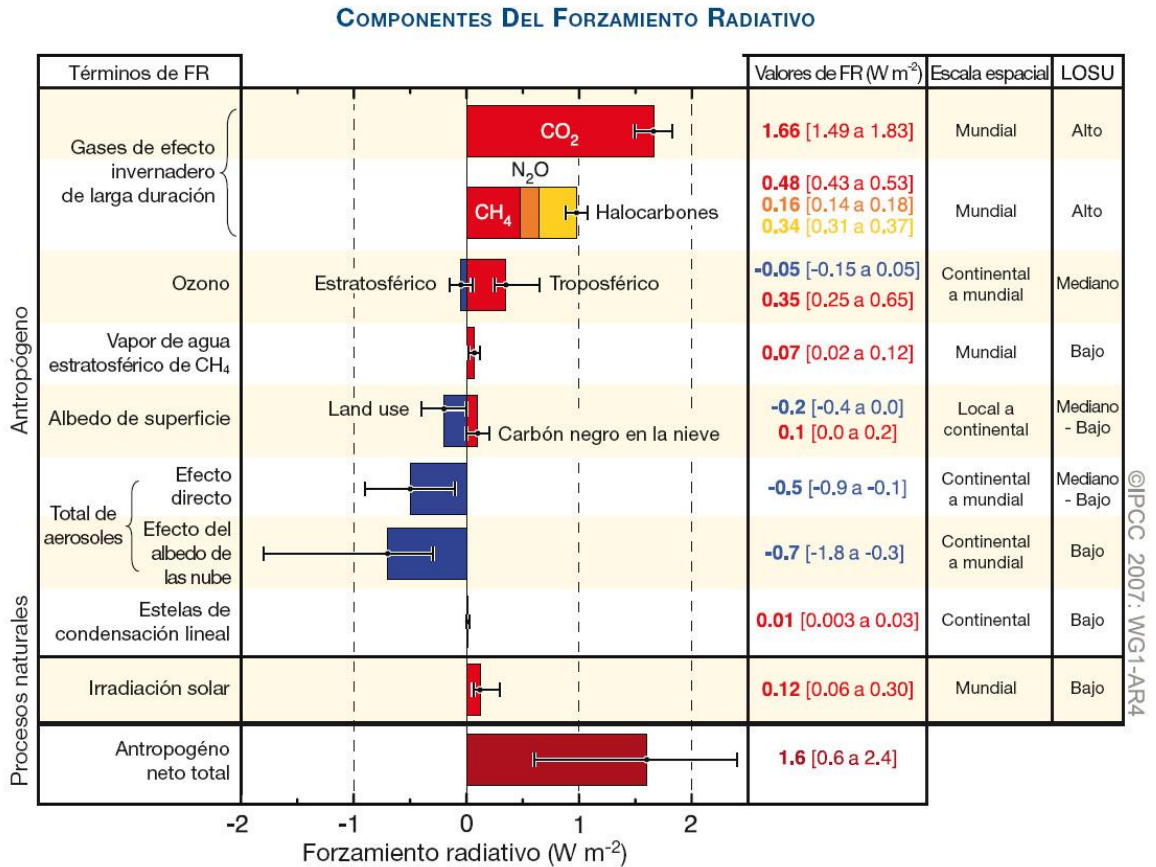


Fig. 3.3 Estimaciones y margen de variación del forzamiento radiativo (FR) medio mundial en 2005 para dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O) y otros agentes y mecanismos importantes, conjuntamente con la extensión geográfica típica (escala espacial) del forzamiento y del Nivel de Conocimiento Científico (NCC) evaluado. Se muestran también el forzamiento radiativo neto antropogénico y su margen de variación. Esto requiere que se sumen las estimaciones de incertidumbre asimétricas de los términos que lo componen, y no pueden obtenerse por suma simple. Se considera que los factores de forzamiento no incluidos poseen un NCC muy bajo (IPCC, 2007).

En la figura 3.3 observamos un resumen de los componentes principales del forzamiento radiativo del cambio climático. Todos estos forzamientos radiativos ocurren debido a uno o más factores que afectan el clima y se asocian a actividades humanas o procesos naturales. Los valores representan los forzamientos en 2005, en relación con la era industrial (aproximadamente 1750). Las actividades humanas provocan cambios significativos en los gases de larga vida, el ozono, el vapor de agua, el albedo de la superficie, los aerosoles y las estelas de condensación.

El único incremento de un forzamiento natural de importancia entre 1750 y 2005 ocurrió en el caso de la irradiancia solar. Los forzamientos positivos conducen al calentamiento del clima y los negativos, al enfriamiento. La línea negra delgada anexada a cada barra de color representa el rango de incertidumbre para el valor respectivo.

Capítulo 4

DATOS, RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En esta sección se mostrarán y discutirán los datos y resultados obtenidos a partir de los análisis que se realizaron en el presente estudio. El objetivo de esta tesis es evaluar la relación que existe entre la irradiancia solar y el DMS, y así tener más elementos para determinar si existe una retroalimentación positiva o negativa del clima.

Predecir las concentraciones de DMS en la superficie de los océanos permitiría elaborar modelos climáticos que consideran variaciones en el tiempo y en las diversas regiones de la Tierra. Sin embargo, los procesos para determinar concentraciones ambientales en la superficie oceánica son complejos y, en muchas ocasiones, no son concluyentes.

A partir de investigaciones, en todo el mundo 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.

Hace más de treinta años, *Lovelock y Margulis (1974)* propusieron que la biosfera crea una homeostasis atmosférica al mencionar que tanto el potencial redox (óxido-reducción) como la acidez de la superficie de la Tierra son anómalos, en comparación con nuestros planetas vecinos, y que la vida puede tolerarlos.

Esta hipótesis incluye tanto la regulación del clima como de la composición química de la atmósfera y sugiere funciones más importantes de los gases biogénicos. Esto se empleó para realizar predicciones, como la de los organismos marinos que podrían producir compuestos volátiles capaces de transferir elementos esenciales de los océanos a los continentes. El descubrimiento de que el DMS y el dimetildioduro son, respectivamente, los principales transportadores en los ciclos del sulfuro y yodo apoya esta teoría. La hipótesis de *Lovelock y Margulis* se ha extendido para incluir la regulación de gran parte de la composición química de los océanos (*Cox, 1997*).

El calentamiento global, en términos llanos, se genera por un exceso de gases de invernadero en la atmósfera, y muchos de ellos son el producto directo de varias actividades humanas. A fin de cuentas, la humanidad ha encontrado la forma de modificar el clima de todo el planeta. Sin embargo la posibilidad de encontrar microorganismos que de alguna manera se coordinan en sus redes bióticas para desacelerar el incremento de temperatura en su entorno es un fenómeno fascinante. Por ejemplo, el fitoplancton, que genera más DMS para producir más NCN reduciendo la radiación solar que llega a la superficie del océano, un ecosistema de por sí caliente por un fenómeno ajeno a él, sería un intento por mantener la homeostasis de su hábitat.

Cualquier variación en la energía recibida por la Tierra deberá tener un efecto sobre el clima terrestre. La composición de la atmósfera es un parámetro que incide directamente en el balance global de energía en la Tierra. Los diferentes constituyentes atmosféricos reflejan o absorben la radiación solar proveniente del espacio, así como la radiación térmica reemitida por la superficie terrestre en diferentes formas. Por ello la influencia de las variaciones en la actividad solar sobre algunos parámetros meteorológicos es una cuestión de suma importancia para investigar y relacionar todos los parámetros que afectan el clima en la Tierra (*Cox, 1997*).

4.1 LAS BASES DE DATOS

La base de datos más grande de mediciones en el mar de DMS que ha sido reunida (<http://saga.pmel.noaa.gov/dms>), comprende casi 30 años de datos, desde 1972 a 2003 y presenta huecos importantes en tiempo y espacio.

Por eso las series de tiempo continuas de periodos largos de DMS no existen. Sin embargo, se tienen series de tiempo continuas de periodos largos de un indicador de DMS. Como se menciona anteriormente, el DMS se difunde a través de la superficie oceánica a la atmosfera donde se oxida formando SO_2 , pero también produce ácido metanosulfúrico (MSA) en escalas de tiempo de unas pocas horas a unos pocos días. Además, la fuente exclusiva de MSA es el DMS (Curran et al. 2003).

El MSA es por tanto, también un producto de actividad biológica en el océano y un indicador del DMS. Debido a que el DMS tiene alta concentración en latitudes altas (Kettle et al. 1999) su producto (MSA) también será abundante en latitudes altas. Para cuantificar las concentraciones de MSA, se extraen columnas de hielo de donde se miden sus concentraciones. Se usaron dos series de concentraciones anuales de MSA en núcleos de hielo: la del glaciar ártico Svalbard (79°N , 16°E) de 1920 a 1996 (O'Dwyer et al. 2000), y la del glaciar Law Dome en la antártida (66°S , 110°E) de 1841 a 1996 (Curran et al. 2003). La localización de los glaciares se ve en la figura 4.1. Las series de tiempo de las concentraciones de MSA para los hemisferios norte y sur se aprecian en la figura 4.2 y en la figura 4.3 respectivamente.

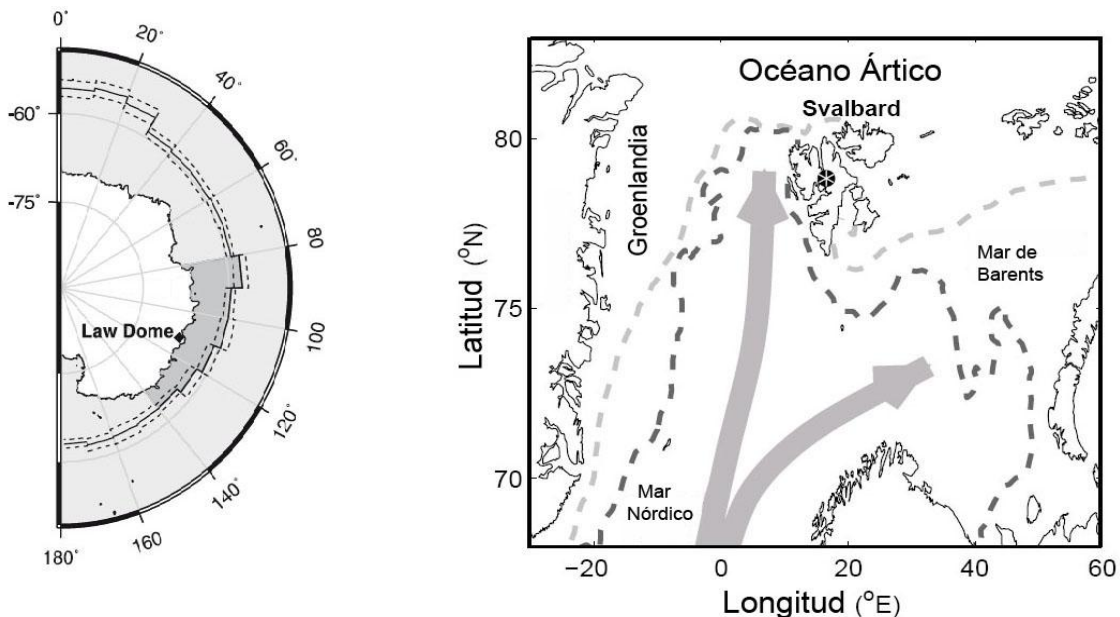


Fig. 4.1. Mapa de localización geográfica de ambos glaciares: Law Dome en el Hemisferio Sur y Svalbard en el Hemisferio Norte, respectivamente.

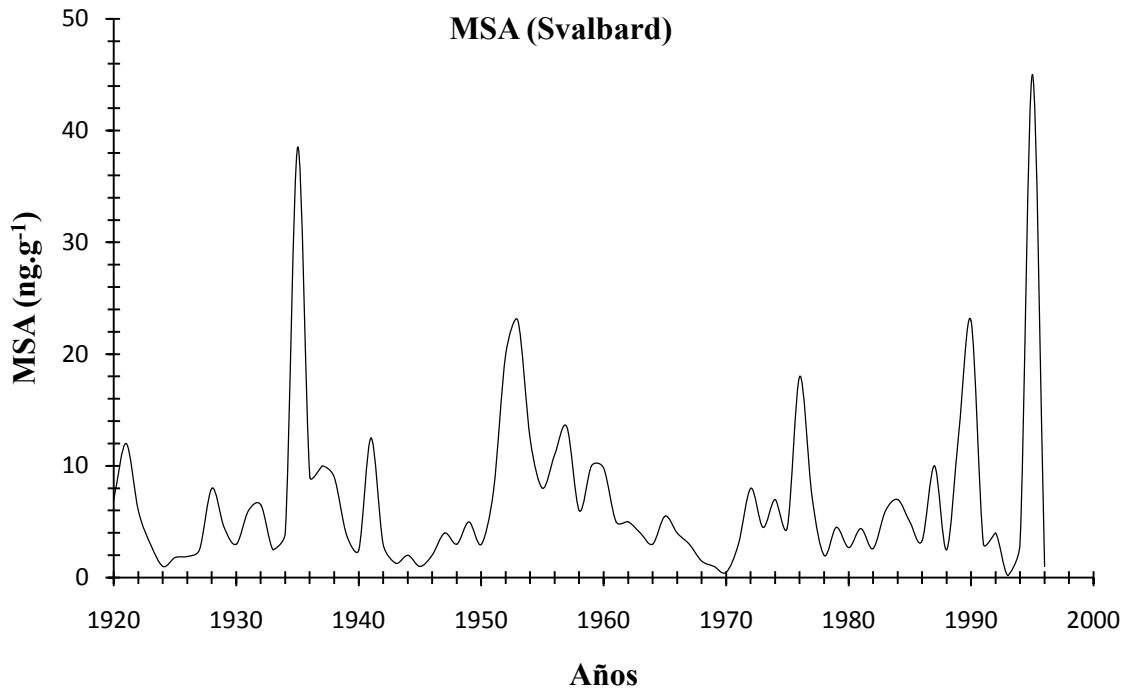


Fig. 4.2. Gráfica de las concentraciones anuales de ácido metanosulfúrico (MSA) en el Hemisferio Norte, respecto al tiempo en un intervalo entre 1920 y 1996 (O'Dwyer et al. 2000).

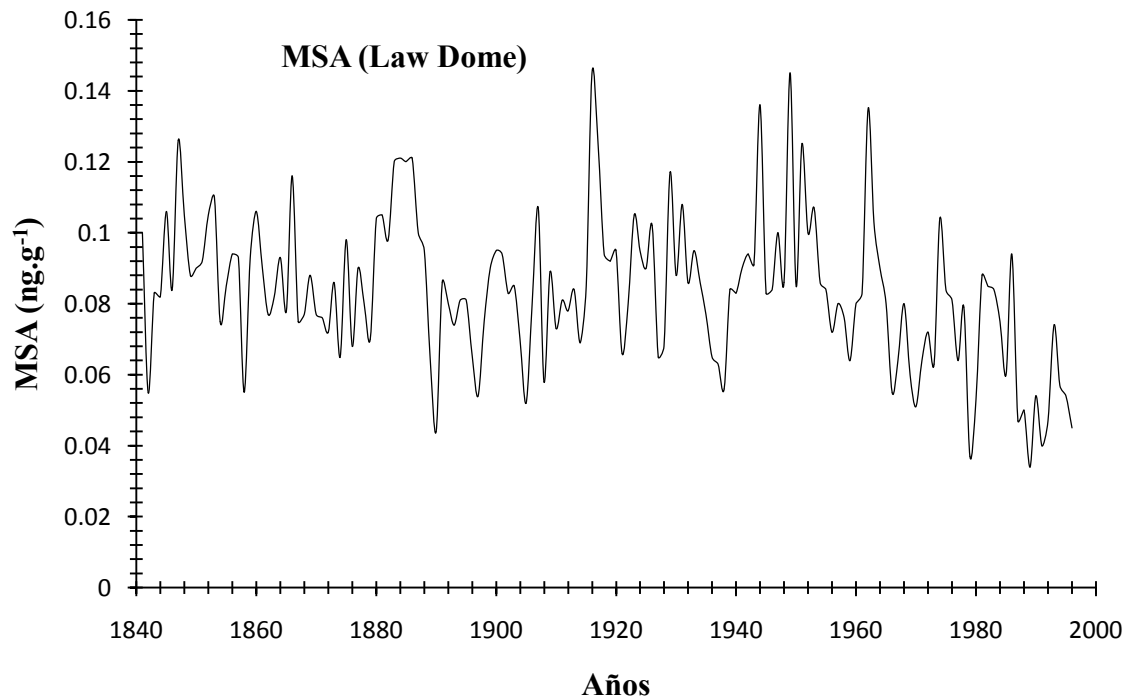


Fig. 4.3. Gráfica de las concentraciones anuales de ácido metanosulfúrico (MSA) en el Hemisferio Sur, respecto al tiempo en un intervalo entre 1841 y 1996 (Curran et al. 2003).

Es importante señalar que las concentraciones de MSA en el hielo son afectadas por varios procesos, particularmente en escalas de tiempo estacionales (*O'Dwyer et al. 2000*). Adicionalmente se trabajó con una serie de tiempo de la irradiancia solar total (IST) de 1840 a 2000 (*Lean, 2000*). Esta serie se presenta en la figura 4.4.

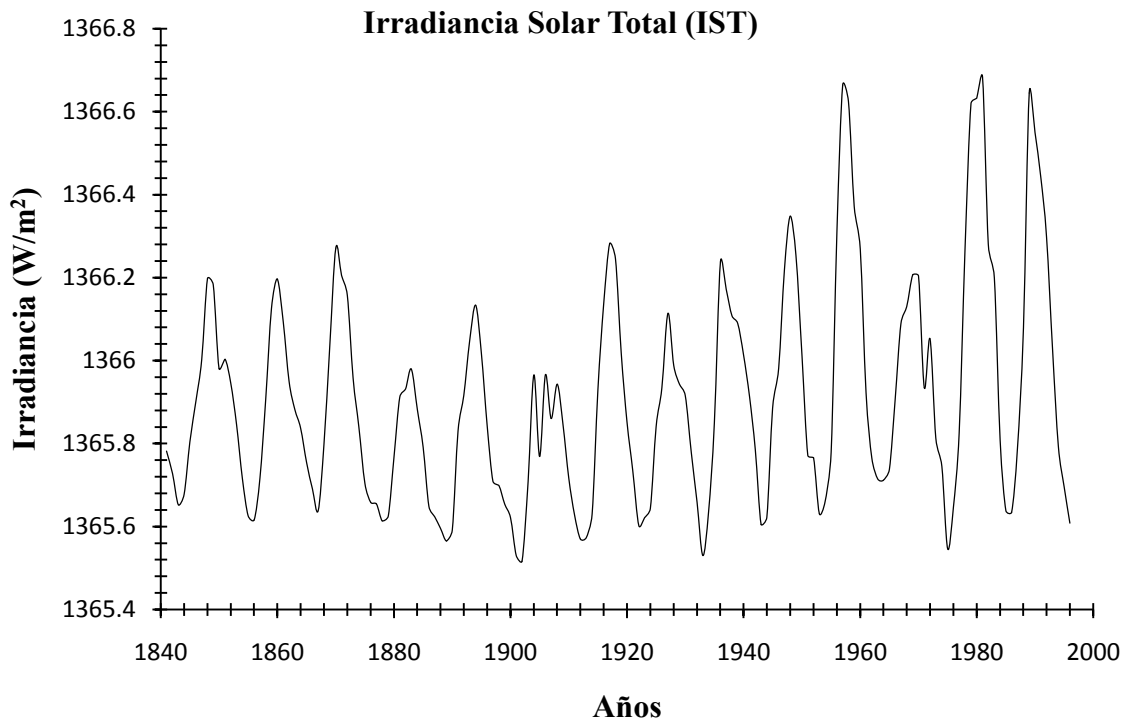


Fig. 4.4. Gráfica de la irradiancia solar total anual (IST), respecto al tiempo en un intervalo entre 1841 y 1996 (Lean, 2000).

4.2 RESULTADOS

4.2.1 EL METODO DE ONDELETAS

El análisis de los datos se llevó a cabo utilizando el método de ondeletas. En esta sección se presenta un resumen de los conceptos básicos del análisis de ondeletas. Una descripción más detallada se puede ver en el apéndice A1. 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:

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

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:

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

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:

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

Donde $F_{St_0}^*$ es el complejo conjugado de F_{St_0} .

Para un buen análisis, es conveniente elegir una ondeleta con una función generatriz bien localizada en el tiempo y cuya transformada de Fourier estuviera 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:

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

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. Esto 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:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt = \frac{2}{C_\Psi} \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} |F_{St_0}|^2 \frac{ds dt_0}{S^2}$$

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*):

$$\langle f^2 \rangle_{St_0} = \frac{2}{C_\Psi} \frac{|F_{St_0}|^2}{S^2}$$

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 (*Meyers, 1993*):

$$T = \frac{4\pi_s}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}}$$

La integración de esta densidad de energía sobre un cierto rango de tiempos y escalas (o periodos) puede verse, desde un punto de vista estadístico, como la contribución de estas escalas (o periodos) 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*):

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t) dt = \frac{2}{C_\Psi} \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F_{St_0} G_{st_0}^* \frac{ds dt_0}{S^2}$$

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

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

Las curvas parabólicas de las graficas de los espectros de ondeletas indican la influencia de efectos de frontera, y son llamadas conos de influencia (COI). 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 esta 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 et al. 1998*). Cabe aclarar que este modelo específico de ruido se toma arbitrariamente.

4.2.2 IRRADIANCIA SOLAR TOTAL Y MSA

Para analizar y localizar las variaciones de poder temporales de interés, se aplicó el método de ondeletas, usando como ondeleta madre la ondeleta de Morlet (*Grinsted et al. 2004*).

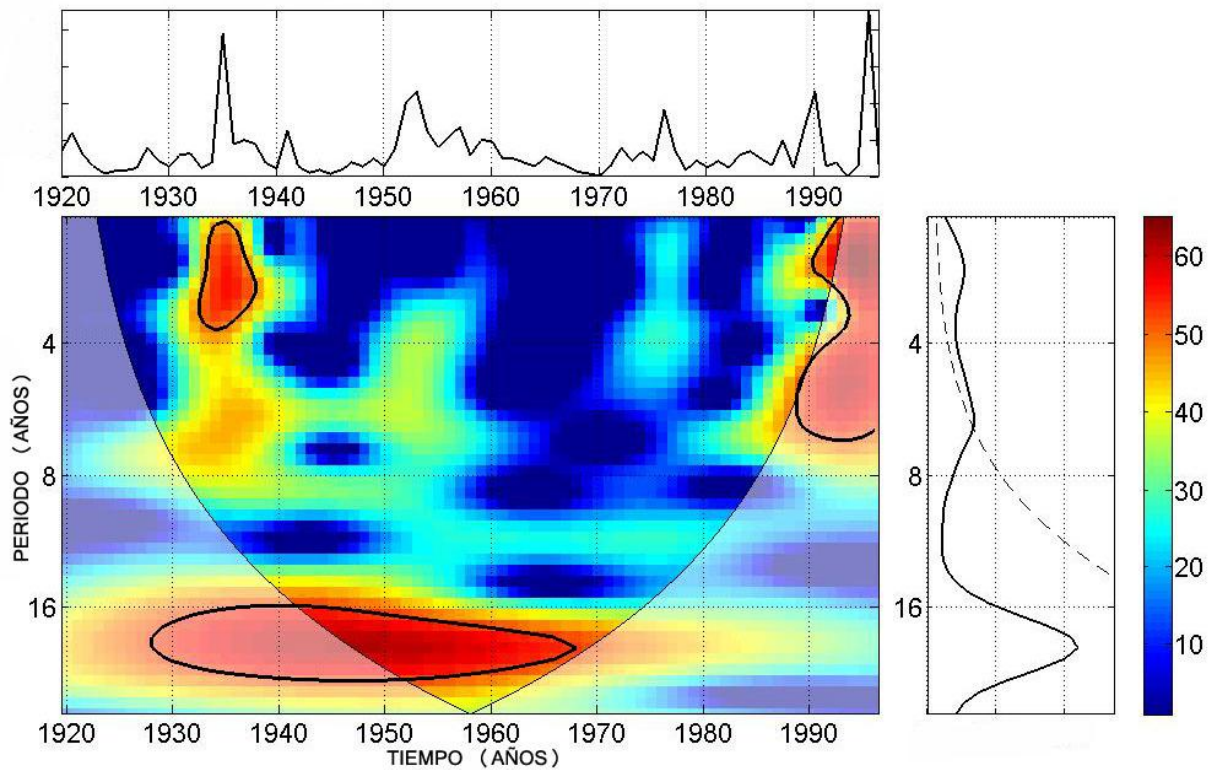


Fig. 4.5. Espectro Global de Ondeletas del MSA en el Hemisferio Norte.

En la figura 4.5 observamos la serie de tiempo para el MSA del Hemisferio Norte (parte superior), el espectro de ondeleta (izquierda inferior) con el COI y el espectro global de ondeleta (derecha inferior) con el nivel de confianza como línea punteada. El significado del código de color se encuentra a un lado de la figura.

El espectro global de ondeleta de la serie de tiempo del MSA en el Hemisferio Norte (figura 4.5) muestra que el periodo con la potencia más alta es ~ 22 años y está por debajo del nivel de ruido rojo. Sin embargo, en la grafica espectral el periodo de 22 años tiene un nivel de confianza del 95% entre 1945 y 1970.

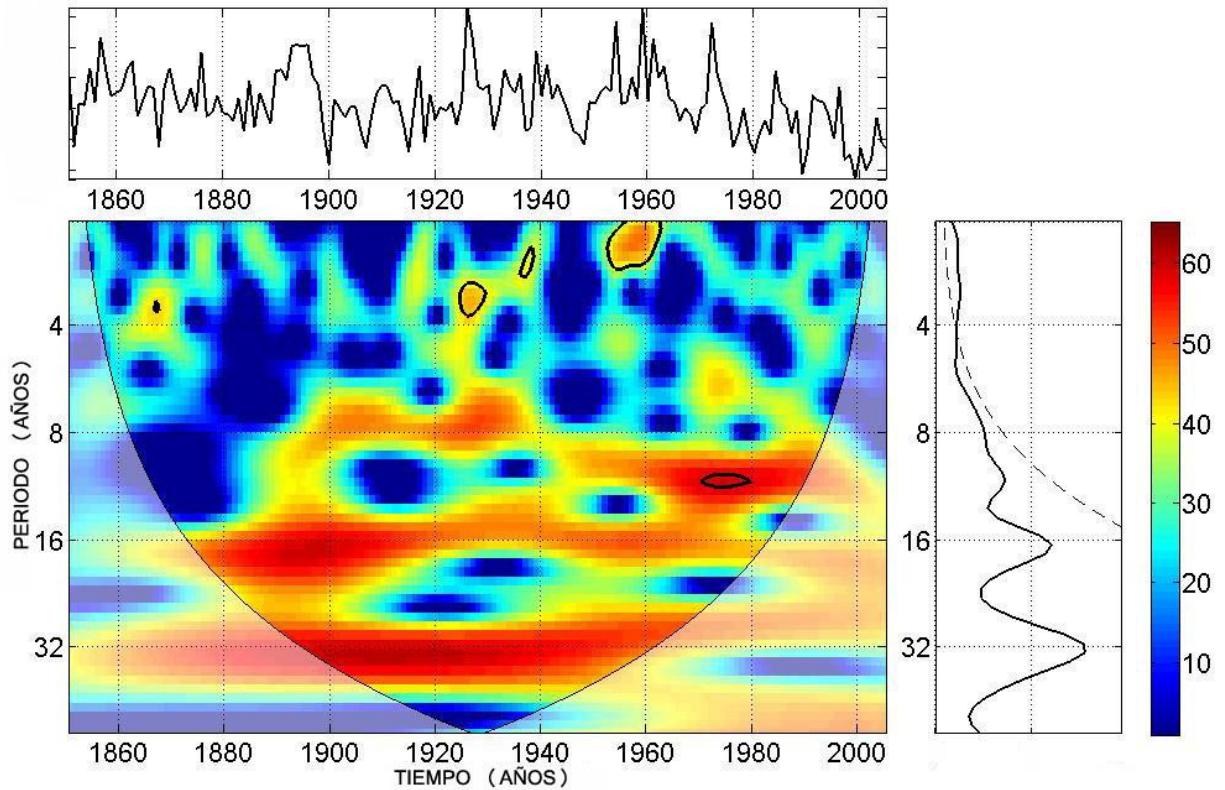


Fig. 4.6. Análisis de Ondeletas del MSA en el Hemisferio Sur.

En la figura 4.6 observamos la serie de tiempo para el MSA del Hemisferio Sur, el espectro de ondeleta y el espectro global de ondeleta. El análisis para la serie de MSA del Hemisferio Sur indica que el periodo con la potencia más alta es de ~ 32 años, está por debajo del nivel de ruido rojo y es importante desde ~ 1890 a 1960.

Se debe indicar que todas las periodicidades en el Hemisferio Norte, 2.3 ± 0.4 , 6.5 ± 0.8 , 22 ± 3.6 , y en el Hemisferio Sur, 3 ± 0.6 , 12 ± 1 , 16 ± 0.3 y 32 ± 8 años, coinciden, tomando en cuenta las incertidumbres, con aquellas de las manchas solares y los ciclos magnéticos solares (Polygiannakis et al. 2003) (Obridko et al. 2006).

Posteriormente se obtuvo la coherencia y la diferencia de fase también con el método de ondeletas. La coherencia del método de ondeletas se usa especialmente para resaltar el tiempo y los intervalos de frecuencia donde dos fenómenos tienen una fuerte interacción (*Torrence et al. 1998*).

La dirección de las flechas en las figuras en el espectro de coherencia, indican la fase entre los dos fenómenos involucrados: horizontal derecha e izquierda, corresponden a una situación de fase y antifase respectivamente; ambas, implican una relación lineal entre los fenómenos involucrados; las verticales hacia arriba y hacia abajo corresponden a una situación de fase de salida, por ejemplo en una relación no lineal.

Las flechas están graficadas cada 12 años. Hay que notar en las figuras presentadas, que el espectro de coherencia global no presenta el nivel de ruido rojo.

La coherencia entre el MSA del Hemisferio Norte y la IST muestra en la figura 4.7 que la potencia mayor aparece en ~22 años, en fase por un lapso de tiempo de ~20 años (sólo se toma el COI). Además de esta frecuencia, en ~12 años también se presenta coherencia por un lapso de tiempo de ~20 años y en antifase.

El MSA del Hemisferio Sur y la IST muestran en la figura 4.8 la coherencia más fuerte esta en ~12 años en antifase y por casi 50 años. Un gran pico parece presentarse en frecuencias más allá de 32 años, pero éste se encuentra fuera del COI.

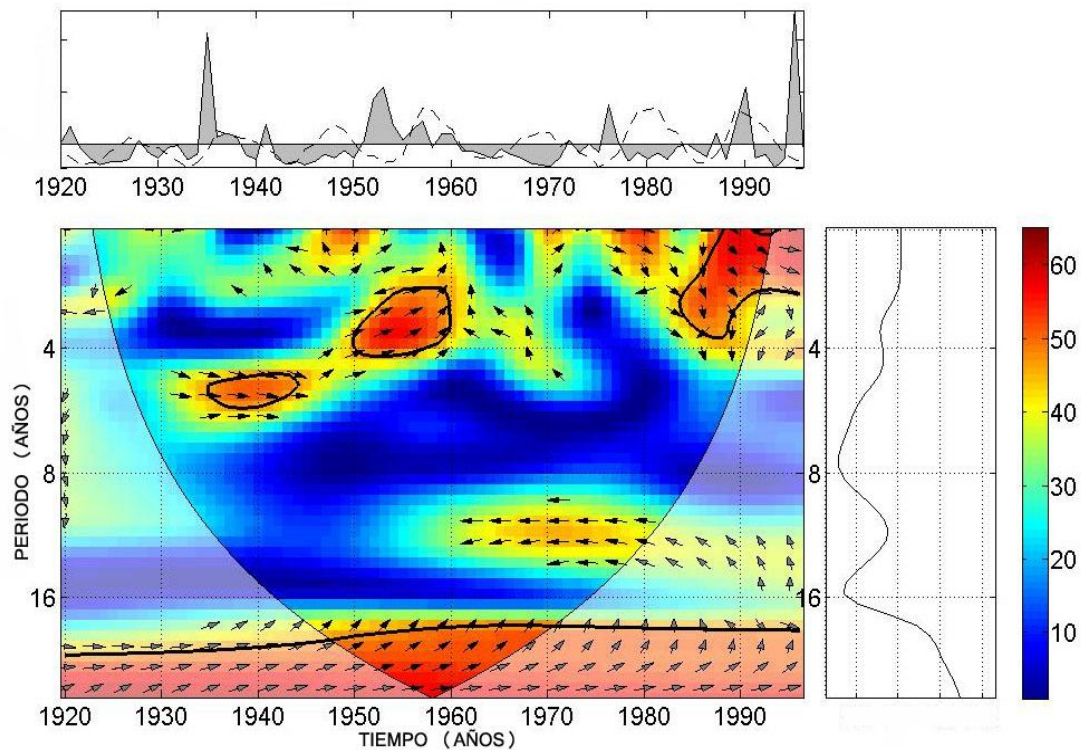


Fig. 4.7. Espectro de coherencia de ondeletas de la irradiancia solar total (IST) y el MSA en el Hemisferio Norte.

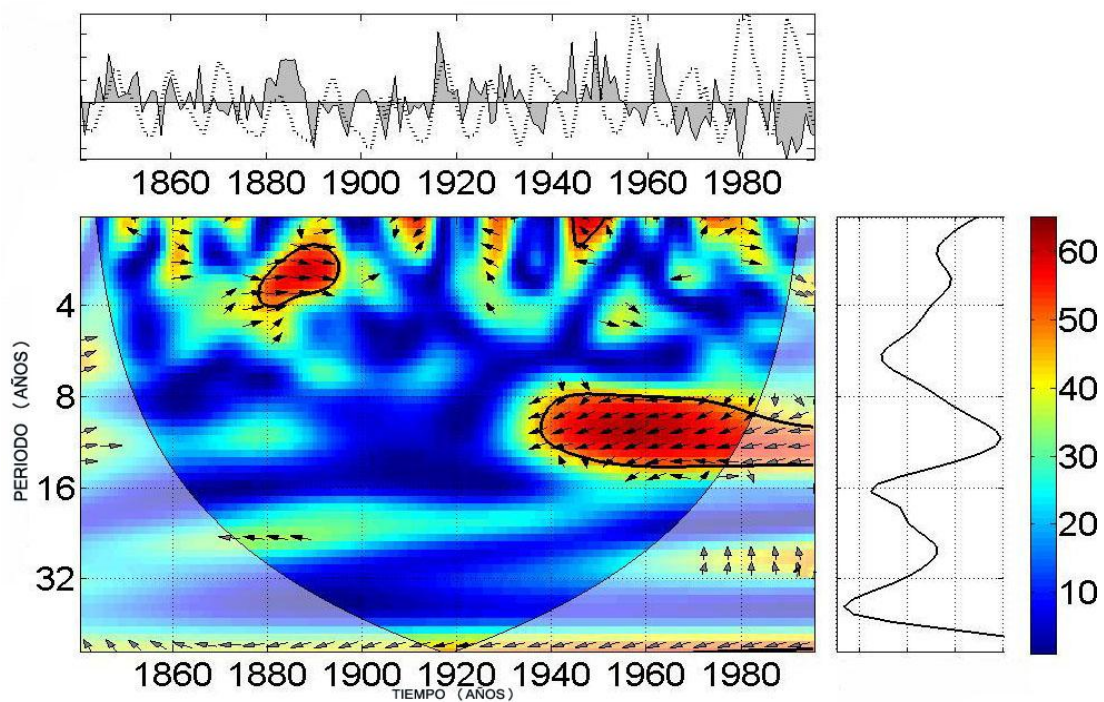


Fig. 4.8. Espectro de coherencia de ondeletas de la irradiancia solar total (IST) y el MSA en el Hemisferio Sur.

Se muestran los resultados del análisis de coherencia de ondeleta en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Resultados de análisis de coherencia de ondeleta.

MSA HEMISFERIO NORTE - IRRADIANCIA				MSA HEMISFERIO SUR - IRRADIANCIA		
PERIODICIDAD						
(AÑOS)	TIEMPO	FASE	WC	TIEMPO	FASE	WC
3	1955 - 1960	~IN	0.8 - 0.9			
	1984 - 1992	OUT	0.8 - 0.9			
3.5				1878 - 1895	IN	0.8 - 0.9
5	1935 - 1944	IN	0.7 - 0.8			
	1950 - 1960	~IN	0.8 - 0.9			
12	1960 - 1980	ANTI	0.6 - 0.7	1935 - 1980	ANTI	0.8 - 1
22	1950 - 1970	IN	0.8 - 1	1872 - 1900	ANTI	0.4 - 0.5
WC = Intensidad de la coherencia de ondeleta						

Según estos resultados, en las altas latitudes la anticorrelación entre la IST y el MSA, y por tanto el DMS, sugiere una retroalimentación positiva del clima en escalas de tiempo del ciclo de manchas solares, que es de aproximadamente 11 años. Pero esta retroalimentación no funciona en todo el periodo (ver Tabla 4.1). Estudios recientes proponen una retroalimentación negativa entre el DMS y la radiación solar pero a escalas estacionales (*Simó et al. 2007*).

Resultados previos (*Kristjánsson et al. 2002*) (*Lockwood, 2005*) respaldan una fuerte anticorrelación entre la IST y nubes bajas: Si incrementa el DMS y el MSA, se favorece el incremento de nubes, entonces también se tendrá una correlación negativa entre la IST y el MSA, como los presentes resultados indican.

4.2.3 RAYOS CÓSMICOS Y MSA

Al efectuar el estudio entre la IST y el MSA, hemos utilizado una reconstrucción de la serie temporal de la IST. Podemos realizar este estudio usando una serie temporal no reconstruida, tal como la de rayos cósmicos, a través del isótopo cosmogénico Be-10. Que además tiene la ventaja de estar medida en el Hemisferio Norte y en el Sur. Es bien conocido que la IST sigue al ciclo de manchas solares y éste a su vez está anticorrelacionado con los rayos cósmicos (*Dorman, 1967*) como se aprecia en la figura 4.9.

El Berilio-10 es un isótopo que se forma en la atmósfera, según se indicó en el capítulo 1. Usaremos nuevamente el método de ondeletas para analizar la relación entre rayos cósmicos y MSA (*Osorio et al. 2007*).

La serie de tiempo de rayos cósmicos (<http://neutronm.bartol.udel.edu>) y de la IST se aprecian en la figura 4.9, en un intervalo de tiempo entre 1958 a 2005. En la figura 4.10 se aprecia el espectro de ondeleta y el espectro global de ondeleta de rayos cósmicos.

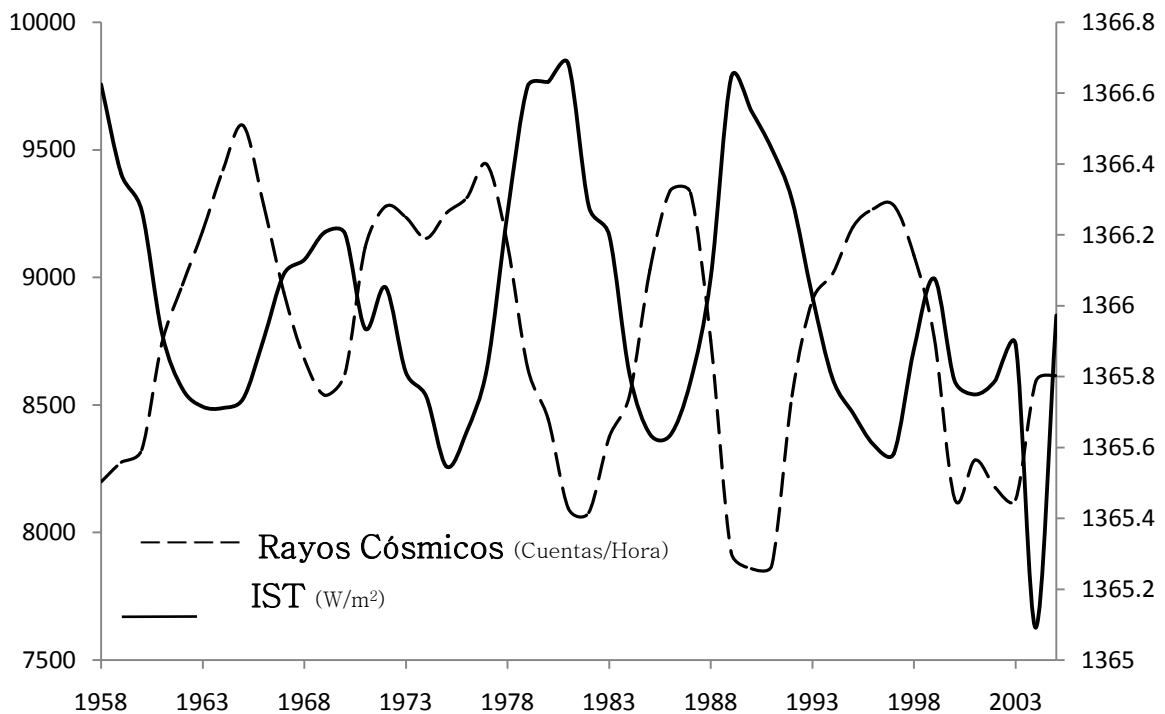


Fig. 4.9. Gráfica de Rayos Cósmicos y de la IST respecto al tiempo en un intervalo entre 1958 y 2005.

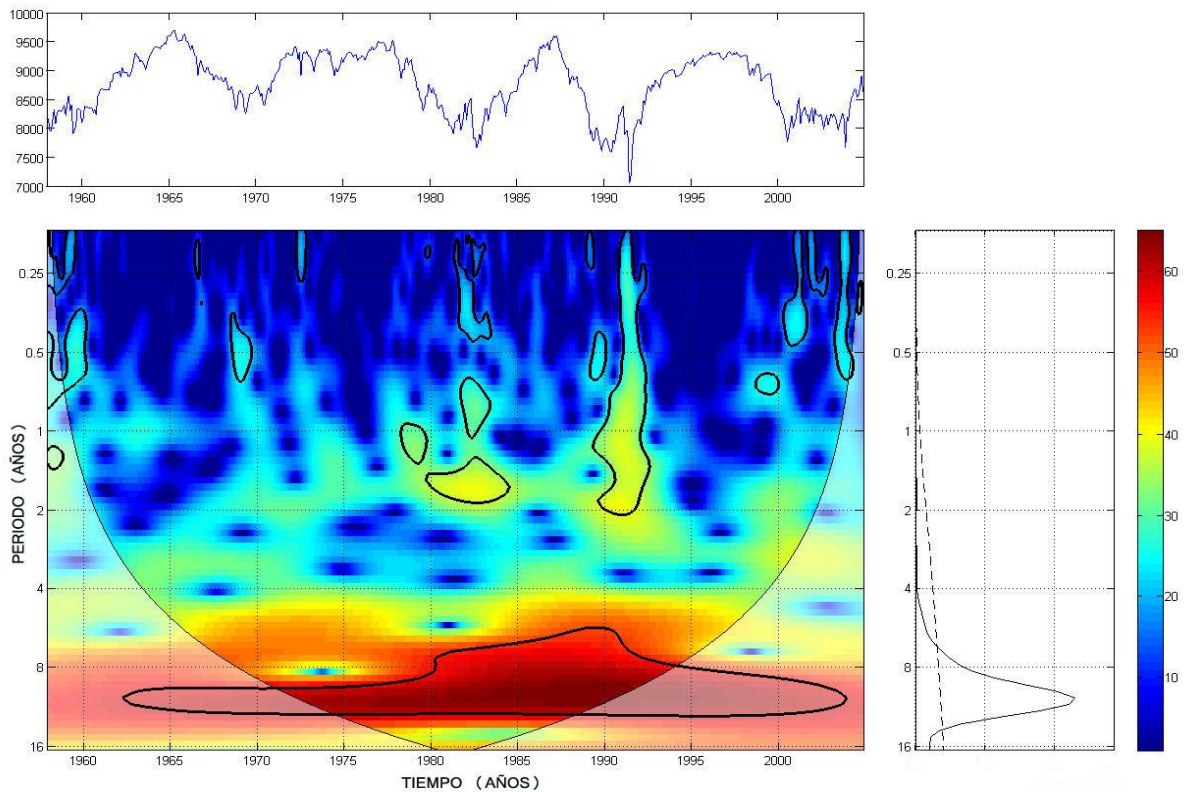


Fig. 4.10. Espectro Global de Ondeletas de Rayos C3smicos.

Se usaron dos series de datos anuales de Berilio 10, una del Hemisferio Norte (*O'Dwyer et al. 2000*) y otra del Hemisferio Sur (*Caballero y Moraal, 2004*), en los mismos intervalos que los datos para el MSA: para el Hemisferio Norte fue de 1920 a 1985 y para el Hemisferio Sur fue de 1840 a 1965. Estas series de tiempo se observan en las figuras 4.11 y 4.12 respectivamente.

Las figuras 4.13 y 4.14 nos muestran los espectros de coherencia de ondetas del MSA del Hemisferio Norte/Be-10 Norte y del MSA del Hemisferio Sur/Be-10 Sur respectivamente.

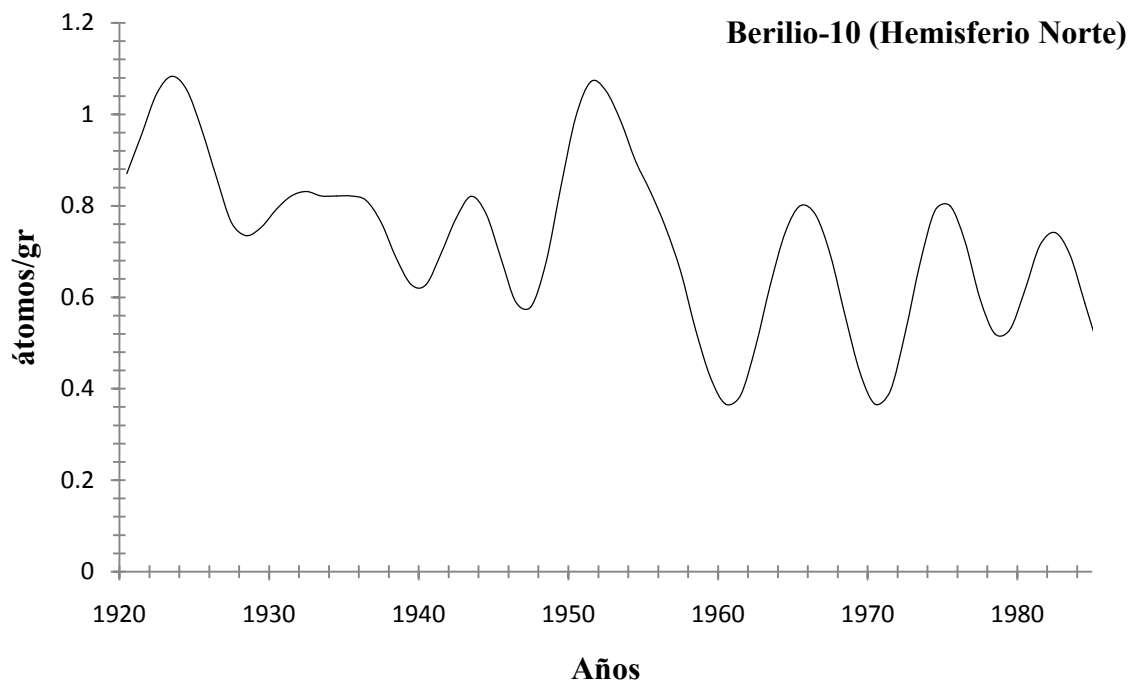


Fig. 4.11. Gráfica anual del Berilio-10 del Hemisferio Norte en un intervalo de tiempo de 1920 a 1985.

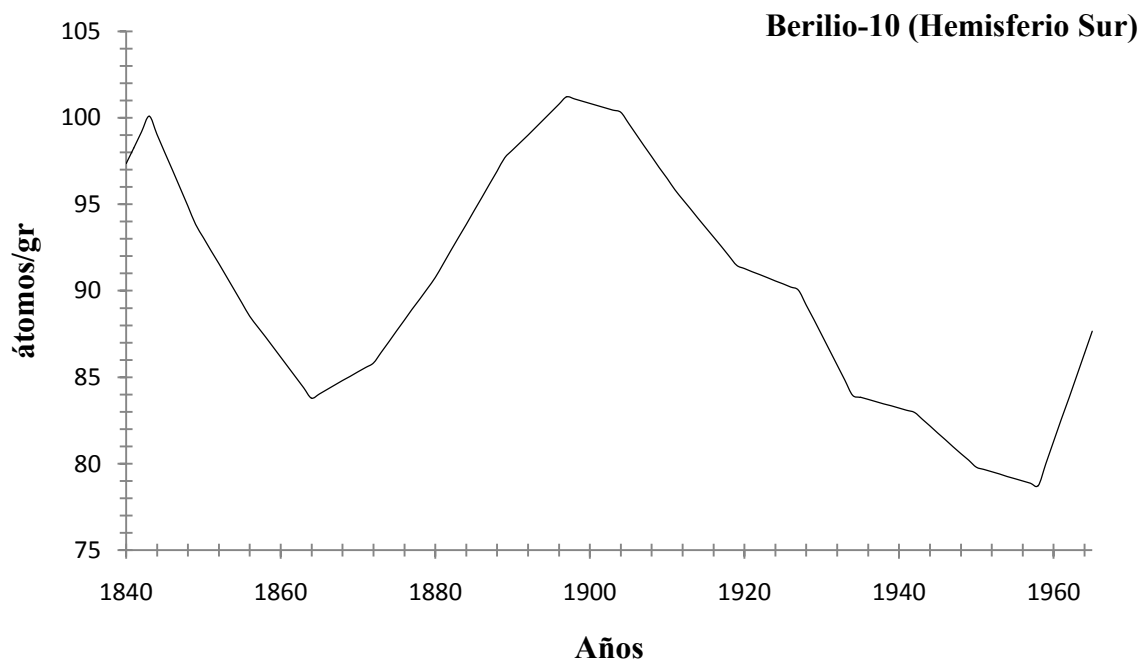


Fig. 4.12. Gráfica anual del Berilio-10 del Hemisferio Sur en un intervalo de tiempo de 1840 a 1965.

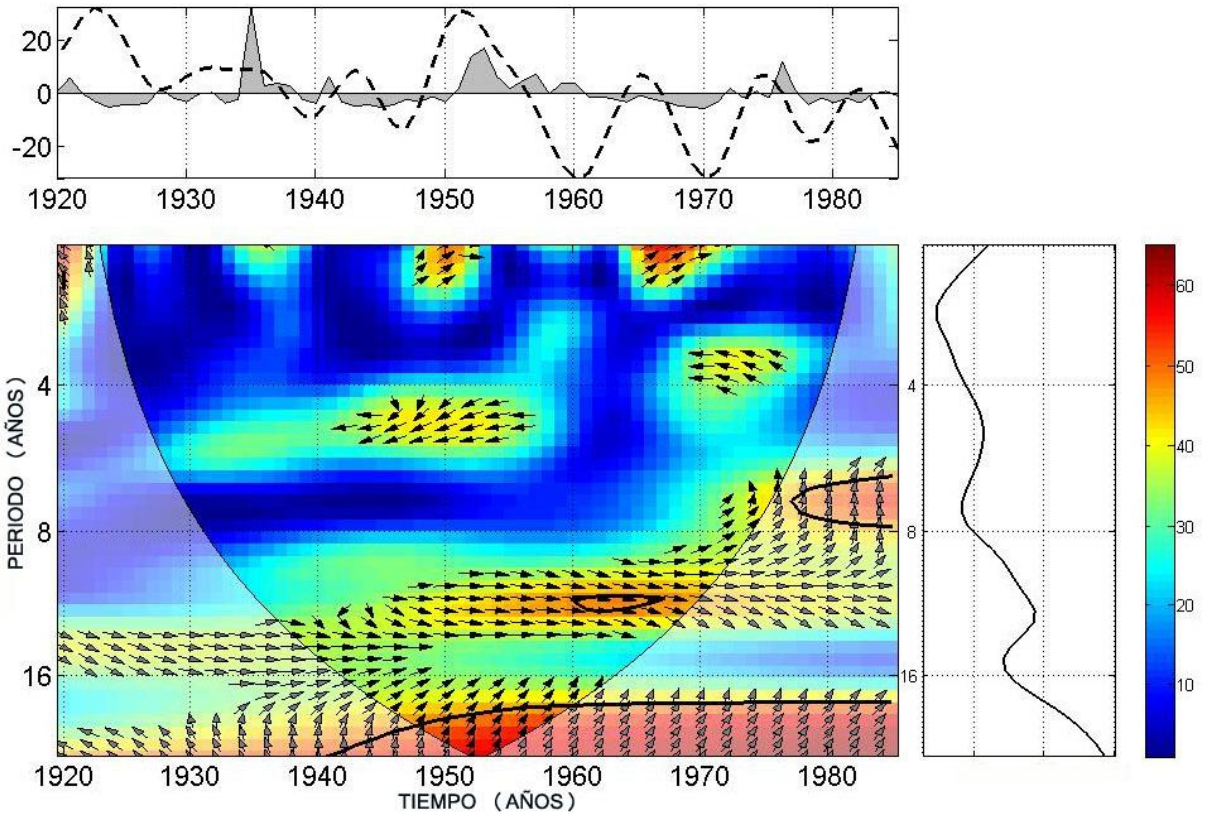


Fig. 4.13. Espectro de coherencia de ondeletas del MSA del Hemisferio Norte y de Berilio-10 Norte.

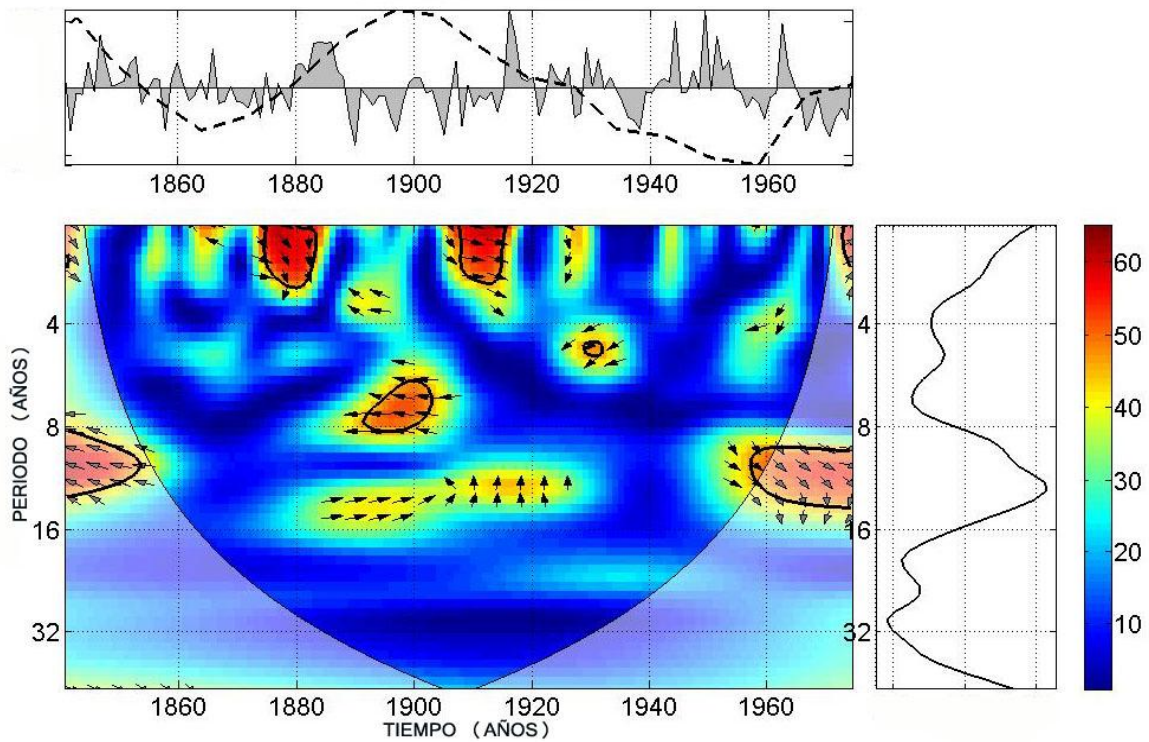


Fig. 4.14. Espectro de coherencia de ondeletas del MSA del Hemisferio Sur y de Berilio-10 Sur.

En la coherencia entre el MSA del hemisferio norte y el berilio-10 norte (fig. 4.13), se observa que la potencia más fuerte aparece en un periodo de ~22 años en fase para todo el intervalo del COI. La segunda periodicidad más potente aparece en ~12 años en fase. Para la coherencia entre el MSA del hemisferio sur y el berilio-10 sur (fig. 4.14), se observa que la coherencia mas fuerte aparece en ~12 años con una fase variable y sólo en ciertos lapsos temporales.

Haremos un análisis comparativo entre las figuras 4.7 y 4.13, 4.8 y 4.14. Se observa que la periodicidad de ~12 años en las figura 4.7 y 4.13 tienen fases opuestas, lo cual es de esperarse dada la anticorrelación entre IST y rayos cósmicos dentro del ciclo de 11 años. Para la de ~22 años ambas periodicidades aparecen en fase.

En las figuras 4.8 y 4.14 la coherencia en la periodicidad de ~12 años tiende a estar antifase para la IST y en fase para los rayos cósmicos. Estos resultados corroboran las coherencias encontradas entre el MSA y la actividad solar.

Se ha propuesto que los iones del aire producidos por rayos cósmicos podrían actuar como núcleos de condensación nubosa (NC) (*Dickinson, 1975*). Además se encontró un buen coeficiente de correlación entre cambios en la cubierta nubosa y rayos cósmicos (*Svensmark et al. 1997*), sugiriendo que los rayos cósmicos modulan la producción de nubes en escalas de tiempo de décadas o más. Otros trabajos parecen confirmar esto pero sólo para nubes de nivel bajo (*Pallé et al. 2000*) (*Marsh et al. 2000*) (*Usoskin et al. 2004*).

Sin embargo, otros estudios (*Kristjánsson et al. 2002*) (*Lockwood, 2005*) encontraron que la IST está mejor y más consistentemente relacionada con la cubierta de nubes bajas que el flujo de rayos cósmicos. Como los rayos cósmicos están altamente anticorrelacionados con la IST (*Lockwood, 2005*), esto dificulta atribuir la variación de cualquier tipo de nubes sólo a los rayos cósmicos o solo a la IST.

Si los rayos cósmicos también contribuyeran a cambiar el albedo nuboso, entonces, su efecto a lo largo del ciclo de manchas solares reforzaría el efecto del MSA. En este caso, la actividad solar podría influenciar en el clima a través de dos mecanismos: indirectamente a través de la IST y directamente a través del flujo de rayos cósmicos.

Capítulo 5

CONCLUSIONES

El presente trabajo nos permite llegar a las siguientes conclusiones:

Todas las principales frecuencias en las series de tiempo del MSA coinciden con los periodos de actividad solar.

El MSA del Hemisferio Norte presenta la coherencia más fuerte con la IST en aproximadamente ~22 años en fase y para el Hemisferio Sur en ~12 años en antifase.

En escalas de tiempo del ciclo de manchas solares el MSA y la IST podrían favorecer en una retroalimentación positiva del clima.

Como la producción de MSA, y por tanto la de DMS, dependen de la cantidad de radiación solar, entonces la IST podría influenciar indirectamente en el clima a través del MSA (DMS).

La coherencia entre MSA y Be-10 corrobora los resultados correspondientes encontrados para la IST.

Como trabajo a futuro se pretende realizar una propuesta con series de DMS, Núcleos de Condensación Nubosa, Irradiancia Solar Total, flujo de 10.7cm y la Temperatura Superficial Oceánica, usando un Análisis Multifractal, que es un método con el cual se puede investigar cómo se relacionan una serie con otra, cuál sería su dimensión fractal y cómo cambian en el tiempo, para observar algún efecto medible de la biota en el clima.

Apéndice I

TEORÍA DE ONDELETAS

A1. INTRODUCCIÓN

De una forma u otra las señales constituyen un ingrediente básico de la vida diaria. Por ejemplo; una forma común de comunicación humana ocurre por medio del empleo de señales de voz, sea en una conversación frente a frente o a través de un canal telefónico, ondas electromagnéticas enviadas por un radar, ondas luminosas, etc. Otra forma usual de comunicación humana es de naturaleza visual, adquiriendo las señales en forma de imágenes de persona u objetos en torno nuestro. La mayoría de los fenómenos físicos pueden describirse mediante una señal en el dominio del tiempo y espacio. Por lo que en este apéndice abordaremos conceptos básicos acerca del procesamiento de señales, los cuales nos permitirán una mejor comprensión de la teoría de ondeletas.

Primero se comenzara con una parte teórica de conceptos; en esta parte mostraremos las ecuaciones que describen la transformación de una señal, desde la transformada de Fourier, pasando por la Transformada de Fourier de corto tiempo o transformada de Gabor y terminaremos con la transformada de Ondeleta. En las últimas secciones se realizará un análisis de una señal no estacionaria utilizando las diferentes teorías de transformación de señales expuestas con anterioridad, y resaltando el porqué del uso de la teoría de ondeleta es la más idónea para el análisis de señales no estacionarias.

A2. FUNDAMENTOS DE SEÑALES

Una señal se puede definir como la función de una o más variables que transportan información acerca de la naturaleza de un fenómeno físico. Cuando la función depende de una sola variable, se dice que es una señal unidimensional, cuando la función depende de dos o más variables, se dice que la señal es espacial.

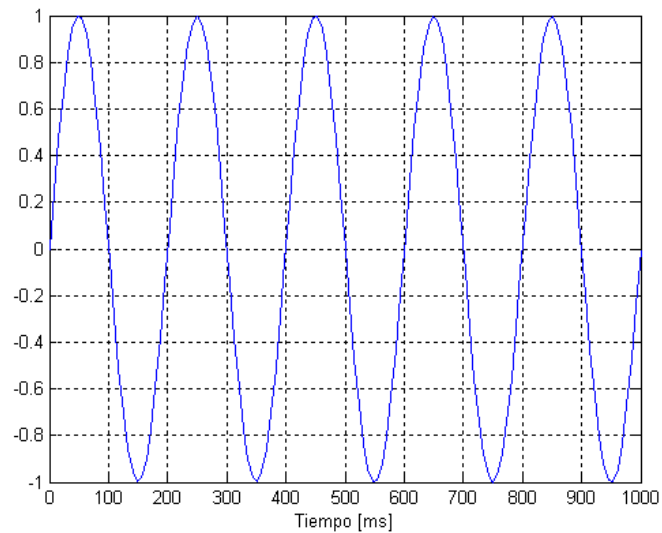


Fig. A1 Señal temporal con frecuencia principal de 5 Hz.

Una señal estacionaria es aquella en la cual su frecuencia no cambia con el tiempo, esto nos dice que la frecuencia se encuentra presente en todo instante de tiempo. Mientras que las señales no estacionarias se definen como aquellas en las cuales las componentes de frecuencia varían en el tiempo.

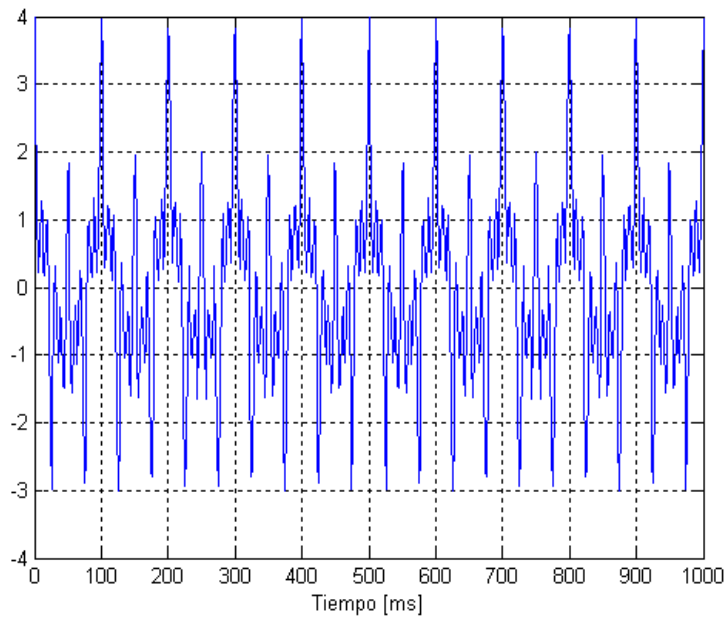


Fig. A2 Señal estacionaria con frecuencias de 10, 20, 60 y 100 Hz.

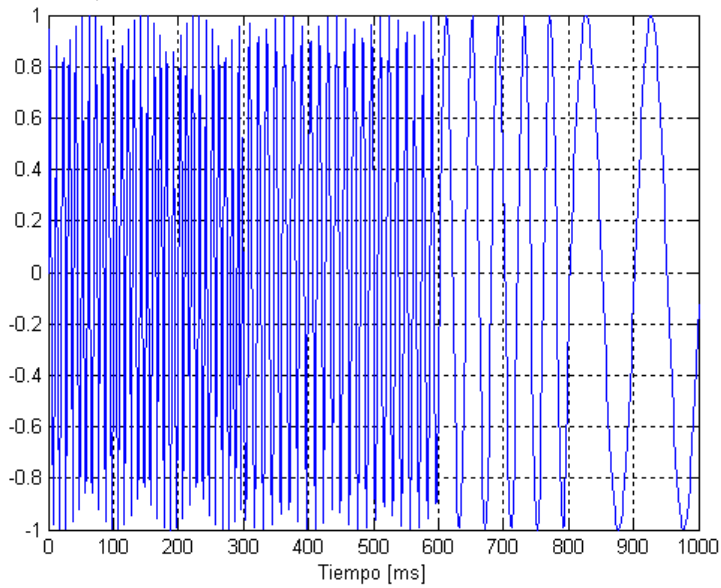


Fig. A3 Señal no estacionaria con frecuencias de 10, 25, 75 y 100 Hz.

Se puede representar a las señales además en el dominio de la frecuencia, por lo que a esta representación de la energía de la señal en función de la frecuencia se le denomina espectro de la señal.

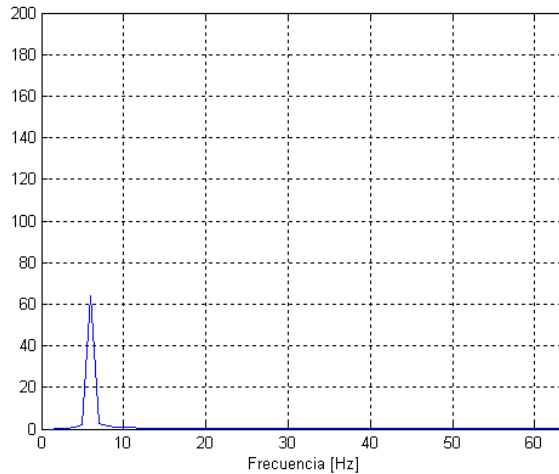


Fig. A4 Espectro de señal de 5 Hz.

Este tipo de representación nos permite obtener información característica de la señal, que en el dominio del espacio no sería tan inmediata, este tipo de representación es obtenida mediante diferentes transformadas u operadores.

A3. TRANSFORMADA DE FOURIER

El análisis de Fourier, tiene una larga historia; el cual analiza una señal en sinusoides de diferentes frecuencias, transformando la señal desde un marco temporal a un marco de frecuencias. Este análisis tiene sus orígenes en las series de Fourier las cuales son aplicables para señales periódicas, ya sea en tiempo continuo o tiempo discreto.

La transformada de Fourier es la transformada con mayor aplicación en el área de ingeniería y muchas otras disciplinas, debido a que esta relación matemática básicamente se encarga de transformar a una señal del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia.

La transformada de Fourier se define como (*Oppenheim et al. 2000*):

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j\omega t} dt$$

La cual proporciona una representación en el dominio de la frecuencia de una señal estacionaria, ya que la frecuencia w , está presente en todo el intervalo de tiempo $(-\infty, \infty)$. Y su anti transformada o transformada inversa se define como (*Oppenheim et al. 2000*):

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} X(w)e^{j\omega t} d\omega$$

Que es la que permite obtener $x(t)$ a partir de su espectro $X(w)$; por lo que la transformada de Fourier y su transformada inversa se relacionan de la siguiente manera:

$$x(t) \Leftrightarrow X(w)$$

Estas ecuaciones representan a una señal continua en el tiempo; pero no todas las señales son continuas en el tiempo, existen señales discretas, y para este tipo de señales existe la transformada de Fourier discreta. Para una señal discreta la transformada de Fourier se representa (*Oppenheim et al. 2000*):

$$x[n] = \sum_{k=\langle N \rangle} a_k e^{jk(2\pi/N)n}$$

$$a_k = \frac{1}{N} \sum_{n=\langle N \rangle} x[n] e^{-jk(2\pi/N)n}$$

$\therefore N$ toma valores positivos y $k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$

La primera ecuación representa la síntesis de esta y la segunda el análisis. El análisis de una señal mediante la transformada de Fourier es exclusivamente para señales en las cuales su contenido de frecuencias no cambia en el tiempo es decir señales estacionarias, sin embargo la mayoría de las señales contienen características transitorias o no estacionarias; por lo que el análisis de Fourier no está adecuado para detectar estos cambios con los que cuentan este tipo de señales.

Para intentar corregir las deficiencias de la transformada de Fourier se desarrollo la transformada de fourier de corto tiempo.

A4. TRANSFORMADA DE GABOR O TRANSFORMADA DE FOURIER DE CORTO TIEMPO (TFCT)

Esta transformada fue introducida por Denis Gabor en la década de los cuarentas, la cual realiza un esfuerzo por resolver el problema de resolución en tiempo de la transformada de Fourier; esta transformada ha sido la más usada en el análisis de señales no estacionarias. La idea básica de la TFCT es dividir la señal en segmentos cortos de tiempo para que después Fourier realice un análisis de cada segmento para poder conocer cuáles son las frecuencias que existen en ese segmento (*Cohen, 1995*).

Estos segmentos de tiempo son considerados inmóviles o estacionarios, también son conocidos como ventanas; este tipo de análisis origina que haya muchos tipos de ventanas elegibles, lo cual resulta que también existan muchas transformadas de Gabor, lo cual constituye una diferencia importante con la transformada de Fourier ya que esta es única. La está formulada de la forma siguiente (*Cohen, 1995*):

$$S_t(w) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int e^{-jw\tau} s(\tau)h(\tau - t)d\tau$$

Donde $s(\tau)$ es la señal original y $h(\tau - t)$ es la función de ventana.

Uno de los problemas que presenta este tipo de transformada es la elección de una buena ventana, y esto dependerá de cómo estén constituidas las componentes de frecuencia en la señal; ya que si la componentes de frecuencia estén bien separadas unas de otras, entonces se puede sacrificar resolución en la frecuencia y mejorar la resolución en tiempo. En general se puede decir (*Polikar, 1996*):

- Ventana estrecha: Buena resolución en el tiempo y pobre resolución en el dominio de la frecuencia.
- Ventana ancha: Buena resolución en el dominio de la frecuencia y pobre resolución en el dominio del tiempo.

La transformada corta de Fourier tiene como propiedad que la resolución en tiempo y en frecuencia de la señal es constante, y esta resolución solo puede ser cambiada re escalando la ventana (*Mallat, 1999*).

A5. PRINCIPIO DE INCERTIDUMBRE DE HEISENBERG

En el análisis tiempo-frecuencia de una señal, existe la problemática de no conocer el momento justo donde aparece la componente de frecuencia. Este problema de resolución del tiempo y de la frecuencia es resultado de un fenómeno físico aplicado originalmente a conocer la posición y el momento de una partícula el cual es conocido como el principio de incertidumbre de Heisenberg, esto trasladado a señales nos indica que uno no puede saber la representación exacta del tiempo y la frecuencia (*Polikar, 1996*). Es decir llega un tiempo límite en el cual el ancho de banda de una frecuencia y el tiempo, no puede ser mejorado simultáneamente.

El principio de incertidumbre está definido como (*Cohen, 1995*):

$$\sigma_t \sigma_w \geq \frac{1}{2}$$

$$\Delta t \Delta w \geq \frac{1}{2}$$

Una herramienta matemática que ha tenido mucha aceptación, debido a que permite una mejor resolución en tiempo y frecuencia es la Transformada de Ondeleta.

A6. TRANSFORMADA DE ONDELETA

La Transformada de Ondeleta (TO) ha sido particularmente útil para el análisis de señales no periódicas, ruidosas, intermitentes, transitorias, etc., esto es debido a la capacidad con la que cuanta para examinar la señal en tiempo y en frecuencia (*Addison, 2002*).

El análisis mediante la transformada de ondeleta es ahora aplicado en muchas áreas de la investigación de múltiples fenómenos físicos, en la actualidad existen aplicaciones tan diversas como por ejemplo: en el análisis del clima, índices financieros, detectar mediante el análisis de imágenes las anomalías cardiacas, áreas de medicina, geofísica, finanzas, astronomía, química, acústica, plasmas, etc.

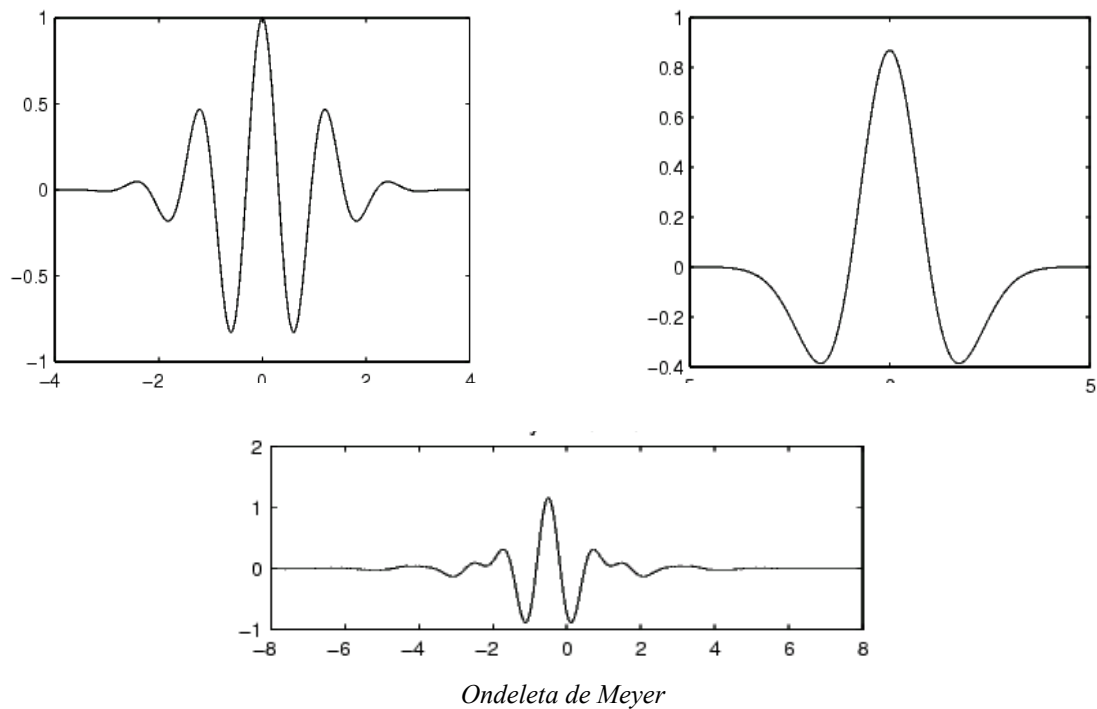


Fig. A5 Ondeletas Madre.

La ondeleta puede ser manipulada de dos formas (*Addison, 2002*):

- Puede ser trasladada en varias localidades de la señal.
- La ondeleta puede estrecharse o comprimirse, lo cual es conocido como escala.

La transformada de ondeleta realiza un filtrado de la señal en el dominio del tiempo mediante filtros paso bajos y paso altos, logrando con esto la eliminación de ciertas componentes de alta o baja frecuencia de la señal y este proceso se repite, para las señales resultantes del proceso de filtrado anterior.

La transformada de ondeleta fue desarrollada por Morlet en 1984 y esto es uno de sus problemas principales: relativamente es un aparato matemático joven y en la actualidad son pocos los cursos que dan una introducción a ondeletas.

A7. TRANSFORMADA DE ONDELETA CONTINUA (TOC)

La transformada de ondeleta se basa en la descomposición de una función de entrada utilizando versiones escaladas y trasladadas de una función de ondeleta básica conocida como ondeleta madre. La transformada de ondeleta continua se expresa de la siguiente forma (*Addison, 2002*):

$$T(a,b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt$$

Esta ecuación contiene a la señal $x(t)$ y a la ondeleta que controla la traslación y la escala, la cual es $\psi \left(\frac{t-b}{a} \right)$; donde aparecen las variables a y b , las cuales son las encargadas de controlar el ancho de la función ψ en el caso de a ; mientras que b se encarga de dar la ubicación en el dominio del tiempo de la función ψ . La transformada de ondeleta continua también cuenta con una transformada inversa la cual esta expresada por (*Addison, 2002*):

$$x(t) = \frac{1}{C_g} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} T(a,b) \psi_{a,b}(t) \frac{dad b}{a^2}$$

Para la aplicación de la ondeleta es necesario cumplir con ciertos requisitos matemáticos. Las variables a y b que aparecen en la ecuación de la transformada de ondeleta continua también reciben el nombre de variables de escala (a) y variables de traslación (b); estas variables están definidas como (*Polikar, 1996*):

- Escala: En el análisis de ondeleta el parámetro escala es análogo con el parámetro de escala utilizado en los mapas, por lo que las escalas corresponden a una visión global y no detallada de la señal; y las bajas escalas corresponden a una vista detallada. También mediante esta variable es posible comprimir ($|a| < 1$) o dilatar ($|a| > 1$) la función; la escala se relaciona con la frecuencia según la siguiente ecuación:

$$escala = \frac{1}{frecuencia}$$

- **Traslación:** Este término está relacionado con la localización de la ventana a medida que esta se desplaza a través de la señal. Obviamente, este término corresponde a la información del tiempo en el dominio transformado.

En otras palabras, para escalas pequeñas la transformada de ondeleta continua entrega una buena resolución en el dominio del tiempo, mientras que para escalas grandes nos entregara una buena resolución en el dominio de la frecuencia.

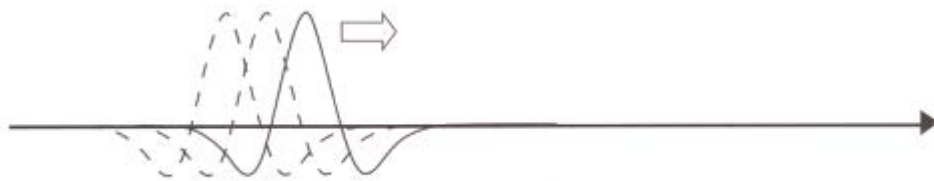


Fig. A6 Imagen que muestra el concepto de la traslación de la ondeleta.

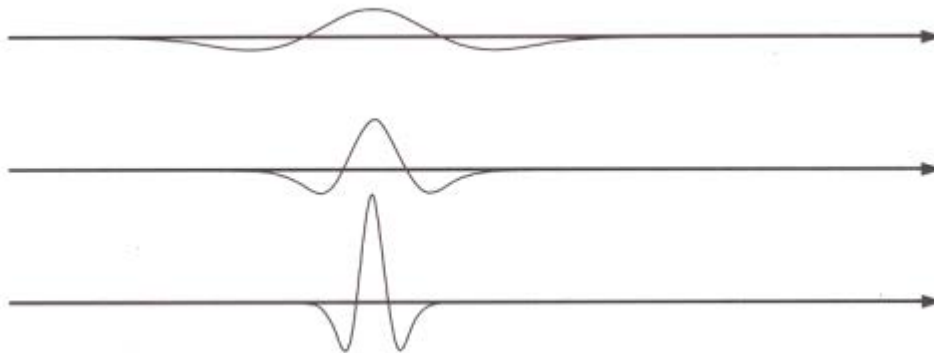


Fig. A7 Imagen que muestra el concepto de escala de una ondeleta.

Por lo mencionado anteriormente podemos observar que la transformada corta de Fourier y la transformada de ondeleta continua tienen como diferencia principal, que mientras la transformada de ondeleta continua ocupa ventanas de corta duración para altas frecuencias y ventanas de largas duración, para bajas frecuencias la transformada corta de Fourier utiliza una sola ventana de la misma duración tanto para altas frecuencias como bajas.

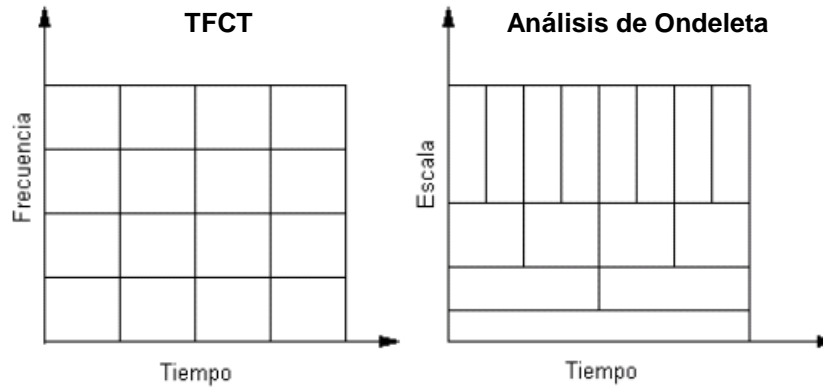


Fig. A8 Diferencia entre tiempo-frecuencia de TFCT y tiempo-escala de TOC.

A8. TRANSFORMADA DE ONDELETA DISCRETA (TOD)

El cálculo de los coeficientes de ondeleta en cada posible escala, origina una gran cantidad de trabajo, y genera una gran cantidad de datos. Escoger solo aquellas escalas y posiciones que resulten interesantes para ciertos estudios es una tarea difícil.

Por lo que si se escogen aquellas escalas y posiciones basadas en potencias de dos, los resultados serán más eficaces. Este análisis se denomina TOD. Esta filtración de algoritmos aporta una transformación rápida de ondeleta (una función donde se introduce una señal y por donde se obtienen rápidamente coeficientes de ondeleta). Por lo tanto, la TOD se utiliza para analizar y descomponer señales. La transformada de ondeleta discreta (TOD) es formulada de la forma (Burrus et al. 1998):

$$f(t) = \sum_{k=0}^{2^{j_0}-1} c_{j_0,k} \varphi_{j_0,k}(t) + \sum_{j=j_0}^{N-1} \sum_{k=0}^{2^{j-1}} d_{j,k} \psi_{j,k}(t) \quad j, k \in \mathbb{Z}^+$$

Donde $c_{j_0,k}$ son los coeficientes de escala, $d_{j,k}$ son los coeficientes de ondeleta y j_0 nos entrega el espacio inicial V_{j_0} el cual será el espacio de menor resolución, y dependiendo de este j_0 es que el resto de los índices seguirá corriendo. 2^n es la longitud de la señal $f(n)$, y esta será la que delimite el nivel de descomposición de la señal. Una característica que debe hacerse notar es que la transformada de ondeleta discreta es capaz de la suficiente información tanto para el análisis como para la reconstrucción de la señal.

A9. ANÁLISIS MULTIRESOLUCIÓN (AMR)

Para que la teoría de ondeleta sea útil, es necesario que se disponga de algoritmos rápidos para su uso en computadoras, es decir, un método rápido para poder encontrar los coeficientes de ondeleta y para reconstruir la función que representa. Estos algoritmos se encuentran en el análisis de multiresolución. Este análisis fue desarrollado para descomponer señales en tiempo discreto, haciendo uso de distintas frecuencias de corte que son usadas para analizar la señal en diferentes escalas. La señal se pasa a través de filtros paso alto para analizar las componentes de altas frecuencias y se pasa por filtros de paso bajo para analizar las componentes de baja frecuencia, por lo que estas operaciones cambian la resolución de la señal, y la escala cambia mediante operaciones de interpolación y submuestreo.

La multiresolución consiste básicamente en aproximar una función $f(t)$ en distintos niveles de resolución ($f_1(t)$, $f_2(t)$, $f_3(t)$...), es decir en un nivel de resolución j es aproximada por $f_j(t)$, mientras que en el siguiente nivel de resolución $j+1$, los detalles de este nivel son incluidos y denotados por $d_j(t)$ y se tiene la aproximación $f(t)$ en el nuevo nivel de resolución $f_{j+1}(t) = f_j(t) + d_j(t)$; esto se puede generalizar para j niveles de resolución expresándose de la forma (Wolfram, 2007):

$$f(t) = f_j(t) + \sum_{k=j}^{\infty} d_k(t)$$

Por lo que esta ecuación representa la forma de descomponer la función $f(t)$ en una parte lisa más sus detalles. Estos niveles de resolución en la multiresolución están descritos por los sub espacios V_j y W_j , donde los espacios de escalamiento V_j están aumentando en el espacio y la wavelet del espacio W_j es la diferencia entre V_j y V_{j+1} . La suma entre V_j y W_j es V_{j+1} . Por lo que el análisis de multiresolución implica una descomposición del espacio de la función en una secuencia de sub espacios V_j y para esto es necesario cumplir con algunos requisitos de los cuales trataremos a continuación.

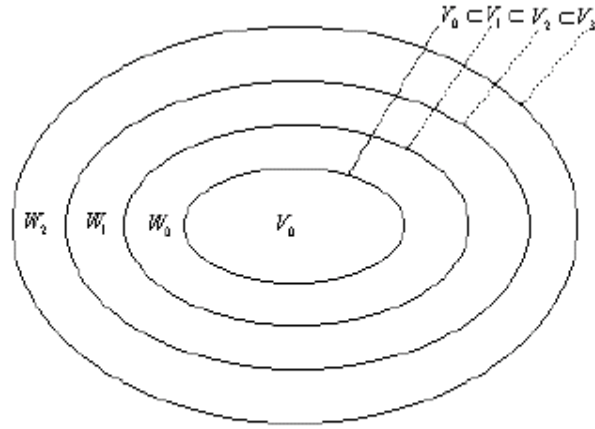


Fig. A9 Espacios de Ondeletas.

El sub espacio V_j debe estar contenido en todos los sub-espacio más altos, esto está representado matemáticamente como (Burrus et al. 1998):

$$V_0 \subset V_1 \subset \dots \subset V_j \subset V_{j+1} \subset \dots$$

con

$$V_{-\infty} = \{0\} \text{ y } V_{\infty} = L^2$$

Debido a la definición de V_j , estos espacios también cumplen esta condición (Burrus et al. 1998):

$$f(t) \in V_j \Leftrightarrow f(2t) \in V_{j+1}$$

Lo que asegura que los elementos de los espacios son versiones escaladas de los elementos de los siguientes espacios. Lo cual resulta en otro requisito del análisis multiresolución, el cual es un requerimiento para la dilatación.

La diferencia en medio $f_{j+1}(t)$ y $f_j(t)$ es la información adicional sobre los detalles en la escala $2^{-(j+1)}$ la cual se denota como $d_f(t) = f_{j+1}(t) - f_j(t)$. Por lo que podemos descomponer los sub espacios y escribirlos como (Burrus et al. 1998):

$$V_{j+1} = V_j \oplus W_j$$

Donde W_j se le conoce como el detalle del espacio del nivel de resolución j y es ortogonal a V_j , esta descomposición del espacio V se puede continuar como se muestra:

$$V_{j+1} = W_j \oplus V_j = W_j \oplus W_j \oplus V_{j-1} = \dots = W_j \oplus W_{j-1} \oplus W_{j-2} \oplus \dots \oplus W_{j-J} \oplus V_{j-J}$$

Existe otra condición, el cual es un requisito de la invariación de la traslación o cambio del espacio V_j . La cual dice que todos los espacios V_j son versiones escaladas del espacio central V_0 , si $f(t)$ esta dentro de V_j , es decir, $f(t)$ no contiene detalles o fluctuaciones en las escalas pequeñas $\frac{1}{2^j}$, entonces $f(2t)$ es una función obtenida por la extracción de $f(t)$ por un factor de 2 y no contiene ningún detalle en las escalas más pequeñas a $\frac{1}{2^{j+1}}$, por lo tanto $f(2t)$ se encuentra dentro de V_{j+1} (Wolfram, 2007). Mientras que la condición necesaria para la traducción o cambio invariante del espacio V_j se define como (Wolfram, 2007): Si $f(t) \in V_0$, y haciendo uso de traslaciones por números enteros en $f(t)$, se tiene a $f(t-k)$, dado esto, se puede demostrar que todos los sub espacios V_j también cambian invariamente.

El requisito final es que debe existir una función ϕ , tales que traducen a una forma de base ortonormal para V_0 . La función ϕ , que genera las funciones base para todos los espacios V_j , es llamada función de escalamiento del análisis de multiresolución.

Tanto el análisis de multiresolución y la transformada de ondeleta discreta, son herramientas que nos proporcionan y permiten poder filtrar una señal, y esto se debe a las características de estos métodos antes mencionados. El filtrado de una señal adquiere importancia debido a que el contenido de bajas o altas frecuencias es importante o arroga información que permite caracterizar a la señal.

Como hemos mencionado el análisis de multiresolución nos permite analizar en forma discreta las diferentes componentes de la frecuencia mediante filtros paso alto y paso bajas. El nivel de filtración más bajo lo muestra la siguiente figura.

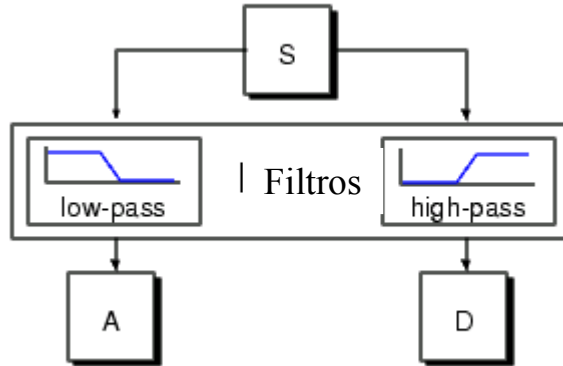


Fig. A10 Proceso de filtración de una señal mediante un análisis de ondeleta.

Donde S es la señal original y se hace pasar por dos filtros (paso alto y paso bajo), obteniéndose con ello dos señales denominadas aproximación (A) y detalle (D) de la señal, siendo los coeficientes de la señal detalle los que constituyen principalmente el ruido de alta frecuencia por lo que los coeficientes de aproximación contienen menos ruido de los que contenía la señal original.

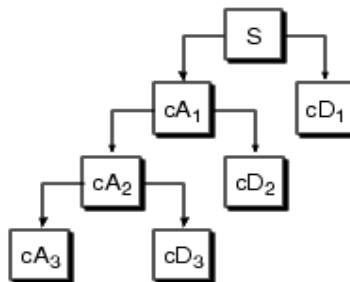


Fig. A11 Proceso de descomposición múltiple de una señal

Si este procedimiento se realiza sobre la señal en forma interactiva el procedimiento es conocido como codificación de sub bandas y puede repetirse para obtener una mayor descomposición de la señal. El filtrado y el submuestreo darán como resultado una disminución a la mitad del número de muestras (resolución en tiempo dividida) y de la banda de frecuencias abarcada (una resolución en frecuencia duplicada) (Polikar, 1996).

A10. ONDELETA DE MORLET

La Ondeleta de Morlet se expresa de la forma siguiente (Addison, 2002):

$$\psi(t) = \frac{1}{\pi^{1/4}} e^{i2\pi f_0 t} e^{-t^2/2}$$

Factor de Normalización
Senoide Compleja
Campana Gaussiana

Donde f_0 es la frecuencia central de la ondeleta madre. La Ondeleta de Morlet es una onda compleja la cual tiene como envolvente a una Gaussiana.

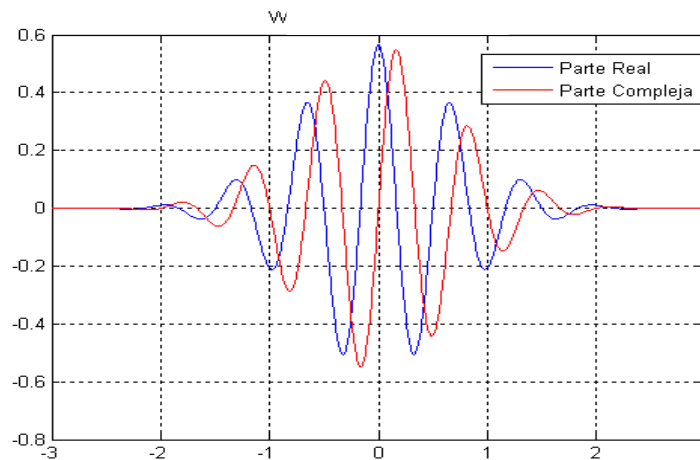


Fig. A12 Gráfica de la Ondeleta de Morlet compleja

La frecuencia expresada en Fourier y la escala de la ondeleta no son cantidades recíprocas, por lo que se tiene que realizar un re-escalamiento con un factor que dependerá de la ondeleta madre; para la ondeleta de Morlet esta conversión se obtiene mediante la ecuación:

$$\frac{1}{f} = \frac{4\pi s}{w_0 + \sqrt{2 + w_0^2}}$$

Donde para un valor de $w_0 = 6$, la escala por la frecuencia ($s * f$) es aproximadamente a uno (Maraun et al. 2004).

A11. POTENCIA ESPECTRAL DE ONDELETA

Una útil manera de determinar la distribución de energía dentro de un arreglo de datos, se obtiene mediante la grafica de la potencia de ondeleta, la cual nos permitirá discriminar cual característica de la señal es importante y cuál puede ser ignorada. El espectro de potencias es definido como (Torrence et al. 1998): $|W_n(s)^2|$.

En nuestro caso tendremos una función compleja ya que estaremos utilizando la ondeleta Morlet, por lo que la ondeleta se puede separa en su parte real $R\{W_n(S)\}$ y la parte imaginaria $T\{W_n(S)\}$, amplitud $|W_n(s)|$ y fase $\tan^{-1} \left[\frac{T\{W_n(S)\}}{R\{W_n(S)\}} \right]$.

Para obtener una buena comparación, los diferentes espectros de potencias de ondeleta, se debe contar con una normalización común para los espectros de las señales o series de tiempo en nuestro caso, se contara con un valor de expectación para $|W_n(s)^2|$ el cual debe ser igual a N veces el valor de expectación de $|\hat{x}_k|^2$ (Torrence et al. 1998).

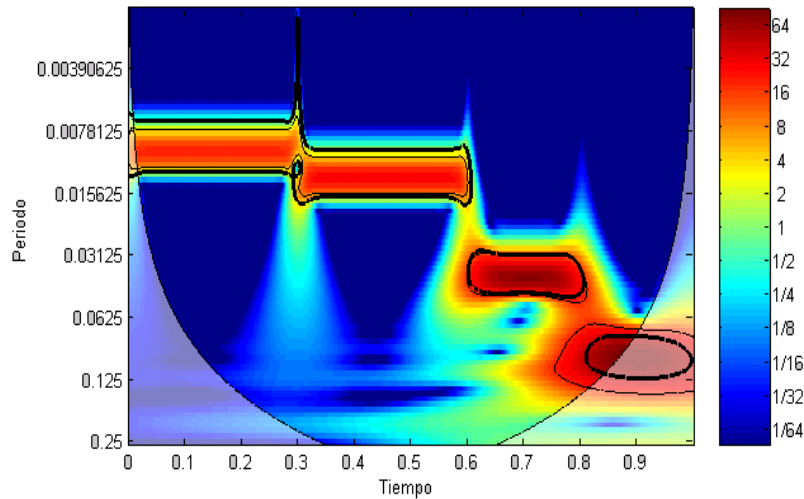


Fig. A13 Espectro de potencias de Wavelet con frecuencias de 10, 25, 75, 100 Hz.

Para una serie de tiempo de ruido-blanco, este valor de expectación es σ^2/N , donde σ^2 es la varianza. Por lo tanto, para un proceso de ruido-blanco, el valor de expectación para la transformada wavelet es $|W_n(S)|^2 = \sigma^2$ para toda n y s (Torrence et al. 1998).

A12. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE FOURIER Y WAVELET

En esta sección mostraremos el por qué utilizar el análisis de ondeleta es el más conveniente en algunos casos. Comenzaremos comparando y analizando dos señales con el mismo contenido de frecuencia pero una será no estacionaria y la otra será estacionaria, este análisis en una primera parte se lleva acabo usando la transformada de Fourier.

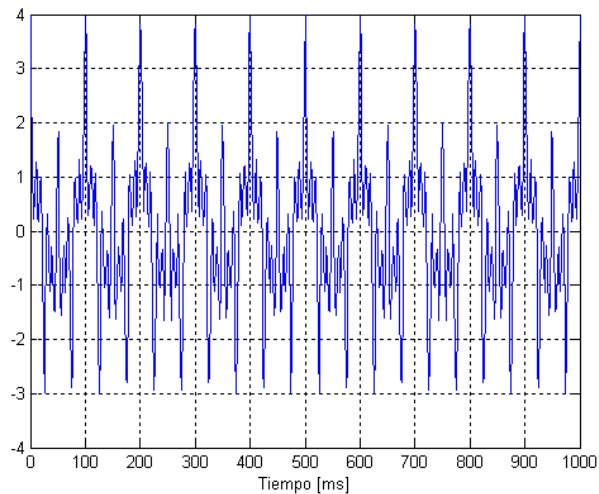


Fig. A14 Señal estacionaria con frecuencias de 10, 20, 60 y 100 Hz.

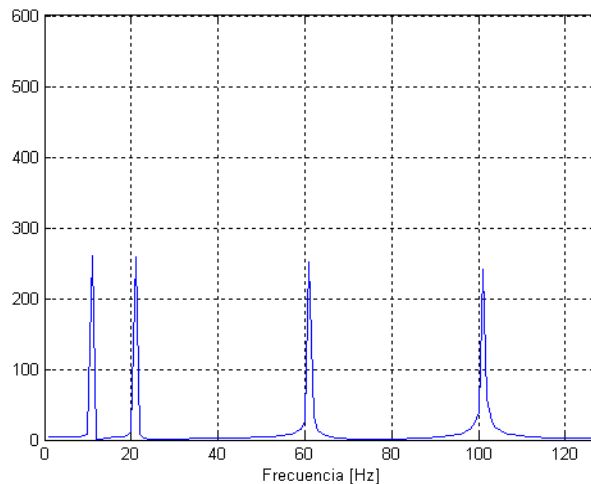


Fig. A15 Espectro de señal estacionaria de 10, 20, 60 y 100 Hz.

Las figuras A14 y A15 muestran a una señal estacionaria y sus componentes de frecuencia obtenidos mediante la transformada de Fourier; mientras que las figuras A16 y A17 muestran a una señal no estacionaria y sus respectivos componentes de frecuencia, los cuales también fueron obtenidos por el análisis de Fourier,

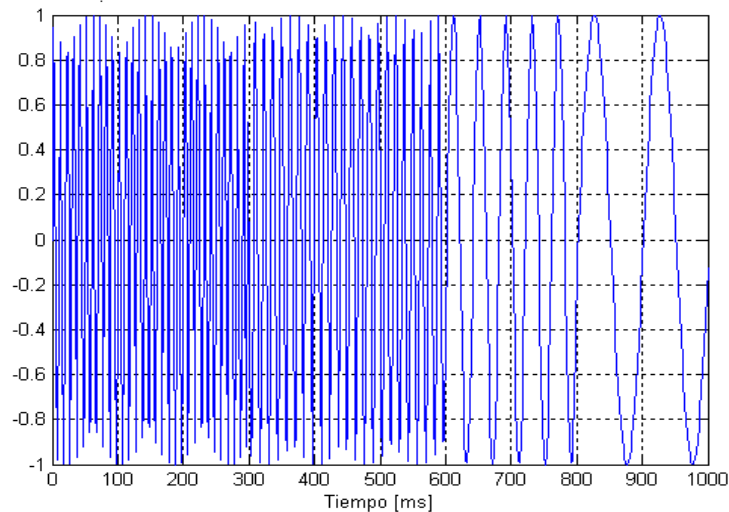


Fig. A16 Señal no estacionaria con frecuencias de 10, 25,75 y 100 Hz

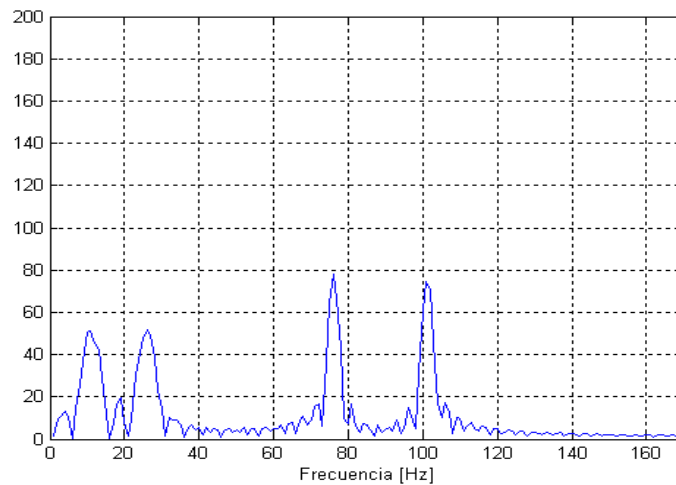


Fig. A17 Espectro de la señal no estacionaria de 10, 25,75 y 100 Hz

Como se puede observar para una señal estacionaria, su espectro muestra solamente los picos de las frecuencias (figura A15), mientras que para una señal no estacionaria además de mostrar los picos de las frecuencias contenidas, se obtienen otros picos adicionales (figura A17). Estos picos adicionales son una consecuencia de utilizar la transformada de Fourier que es exclusivamente para señales estacionarias.

La transformada de Fourier nos proporciona información de los componentes de frecuencia con los que cuenta la señal de estudio, pero no muestra en que tiempo suceden cuando se trata de señales no estacionarias.

Si observamos y comparamos las figuras (figuras A15 y A17) donde se muestran los espectros de frecuencias de las señales estacionarias y la no estacionaria, nos percataremos que para la señal estacionaria se obtiene una buena información de donde se encuentran definidas en tiempo las frecuencias existentes en la señal, mientras que para la señal no estacionaria, en la representación de su espectro de frecuencias, no brinda una buena información del tiempo en que aparecen dichas frecuencias.

Esto es debido a que el ancho de banda amplio que se observa en la figura no permite determinar con exactitud en qué tiempo aparecen las componentes de frecuencias de la señal. El no conocer en qué tiempo aparecen dichos componentes de frecuencia, provocara una limitación en el análisis de la señal.

Por lo que podemos decir es que la transformada de Fourier constituye una herramienta mediante la cual podemos obtener la información sobre cómo está distribuida la energía de una señal a través de las distintas componentes en frecuencia; lo que nos permite conocer todas las componentes de frecuencia existentes en la señal y sus respectivos aportes energéticos.

Sin embargo esta transformada no puede ser aplicada para obtener información precisa de cuándo o dónde las diferentes componentes de frecuencia se encuentran presentes en una señal no estacionaria, en las cuales su contenido espectral varia con el tiempo.

Por lo que se puede afirmar que la transformada de Fourier es una herramienta excelente y exclusivamente para el análisis de señales estacionarias. Una opción que ha sido utilizada por muchos años para el análisis de señales no estacionarias es la transformada de Gabor, la cual ya se explico anteriormente.

A continuación se ilustra mediante las siguientes figuras la señal no estacionaria que hemos venido usando, a la cual se le aplicó una ventana en el intervalo de tiempo donde se encuentra la frecuencia de 10Hz y sus respectivos espectros de frecuencias.

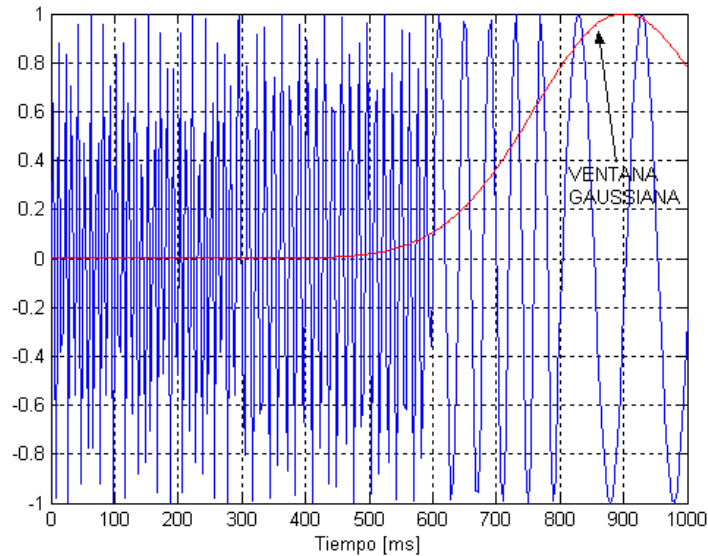


Fig. A18 Señal no estacionaria con una ventana Gaussiana ancha.

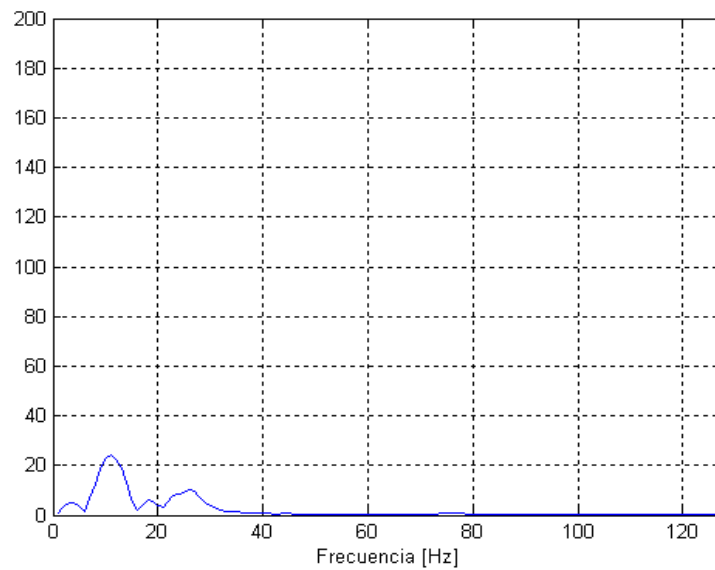


Fig. A19 Espectro de frecuencias de la señal con ventana ancha.

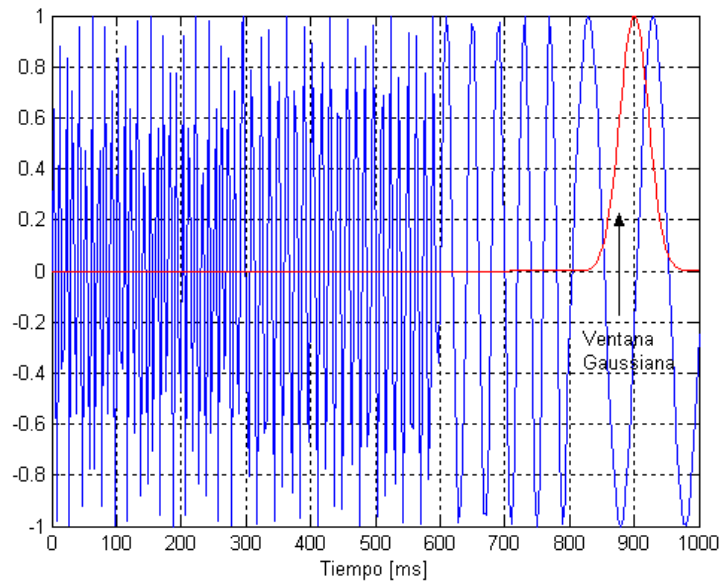


Fig. A20 Señal no estacionaria con una ventana Gaussiana estrecha.

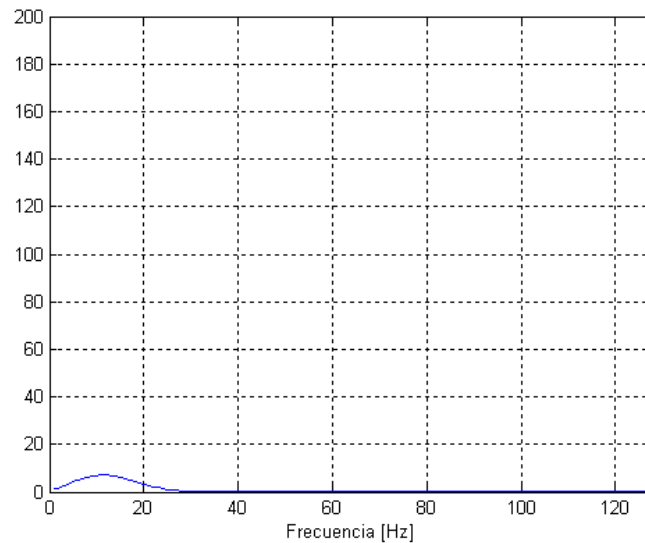


Fig. A21 Espectro de frecuencias de la señal con ventana estrecha

En el caso de nuestra señal al aplicarle una ventana estrecha se puede observar (figura A21) que en ese intervalo de tiempo solo existe una sola componente de frecuencia, pero no podemos precisar con exactitud donde se encuentra esto debido al ancho de banda; mientras que la ventana estrecha nos muestra con un poco de mayor precisión donde se encuentra la componente de frecuencia, debido a un menor ancho de banda (figura A19), pero además de esta componente se pueden observar otras más pequeñas.

Estas gráficas muestran la problemática de resolución que se tiene al utilizar la transformada corta de Fourier, esto es debido al tipo de ventana usada, ya que como se había mencionado con anterioridad una ventana estrecha nos arroja una buena resolución en el tiempo y pobre resolución en el dominio de la frecuencia, mientras que con una ventana ancha se tiene buena resolución en el dominio de la frecuencia y pobre resolución en el dominio del tiempo. Estos problemas son originados por el soporte estático con el que cuenta la ventana (*Mallat, 1999*).

A menudo las señales que se encuentran en la práctica tienen componentes de frecuencia alta para duraciones cortas en tiempo y frecuencias bajas para duraciones largas en tiempo (*Polikar, 1996*); lo cual genera un grave problema para la aplicación de la transformada corta de Fourier, el cual es debido al soporte estático de la ventana generando con ello un problema en la resolución tiempo-frecuencia, el cual se conoce como el principio de Heisenberg. Como hemos visto, la transformada de Gabor tiene el problema de resolución en tiempo-frecuencia, por lo que ahora realizaremos el análisis de la señal mediante la transformada de Wavelet.

A continuación se muestra el análisis de la señal no estacionaria por medio de la transformada Wavelet continua.

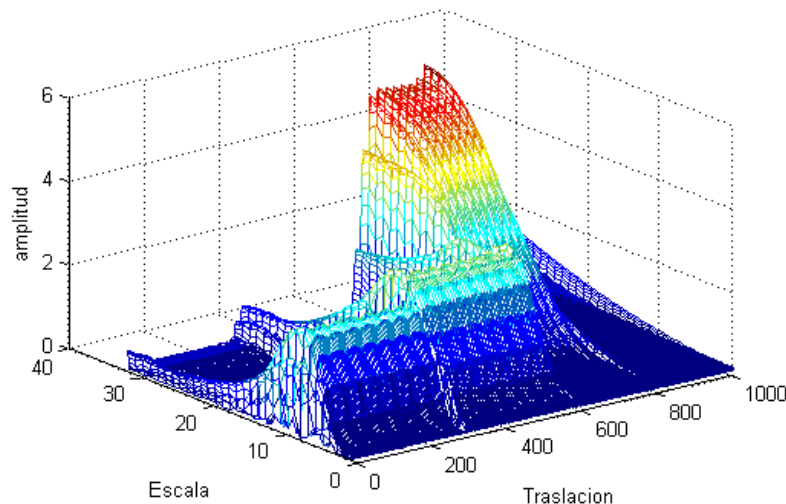


Fig. A22 Transformada de ondeleta continúa de la señal no estacionaria.

En este caso la traslación de la ondeleta madre puede considerarse como el tiempo que transcurre desde $t=0$; mientras que la escala se interpreta como el inverso de la frecuencia. En la figura puede observarse que las escalas pequeñas corresponden frecuencias mayores, es decir para escalas pequeñas se tienen altas frecuencias. Mientras que para escalas grandes corresponden a bajas frecuencias.

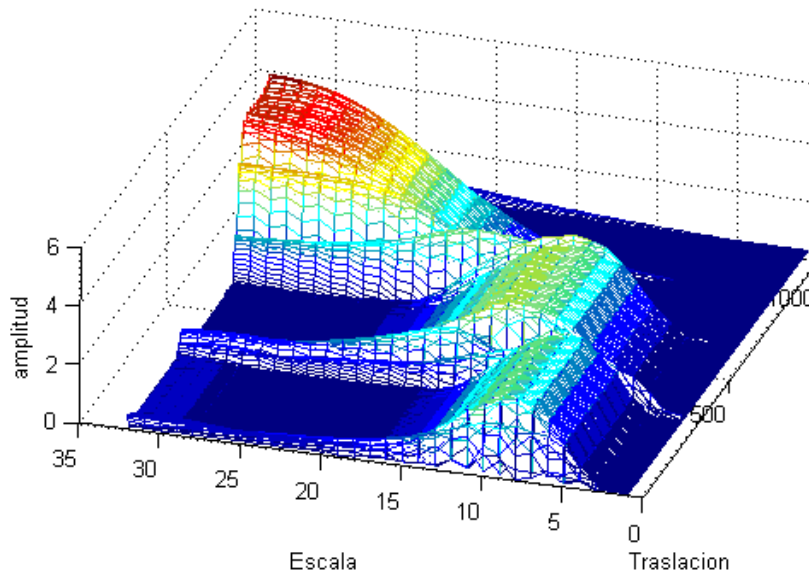


Fig. A23 Vista de otro ángulo de la transformada de ondeleta continúa de la señal no estacionaria.

La resolución que se obtiene mediante este tipo de análisis se puede decir que: para altas frecuencias se tiene una buena resolución en tiempo y baja resolución en frecuencia, obteniéndose lo contrario para bajas frecuencias, es decir se tiene mala resolución en tiempo pero se tendrá una buena resolución en frecuencia.

Ya se ha mencionado que a menudo las señales que se encuentran en la práctica tienen componentes de frecuencia alta para duraciones cortas en tiempo y frecuencias bajas para duraciones largas en tiempo y como hemos visto, en wavelet se logra utilizando el análisis multiresolución.

La siguiente figura muestra la aplicación de este análisis sobre la señal no estacionaria.

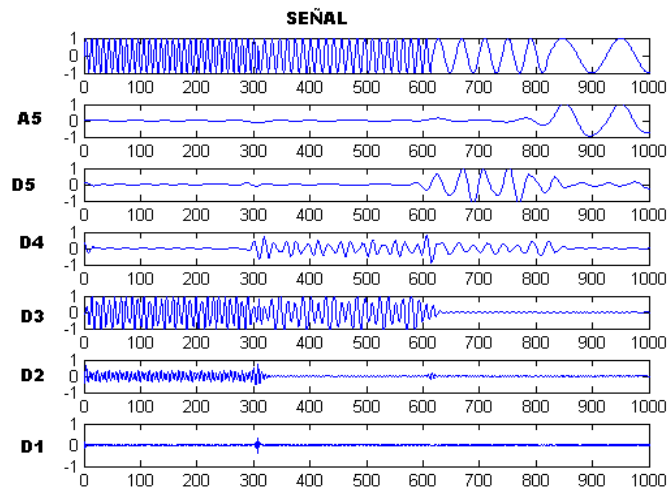


Fig. A24 Descomposición de la señal no estacionaria, el nivel de descomposición utilizado fue de 5.

Como podemos observar este tipo de descomposición nos permite poder realizar un análisis más detallado sobre cada componente de frecuencia existente en nuestra señal. Por ejemplo en nuestro caso este tipo de descomposición de la señal nos permitirá poder separar las altas frecuencias que son las que deseamos analizar, esto debido a que son las que nos dan información de donde existió un cambio de material.

En resumen se tiene que, mientras la señal se comporte de una forma estacionaria la teoría de Fourier realiza un excelente análisis de la señal; mientras que al comportarse la señal como no estacionaria la Transformada de Gabor realiza un esfuerzo por determinar donde existen las componentes de frecuencia existentes, pero no logra cumplir con el objetivo en su totalidad, esto debido a las limitaciones con la que cuenta el ventaneo que realiza sobre la función.

Mientras que la transformada de ondeleta nos proporciona una herramienta novedosa al realizar el análisis de multiresolución, ya que este nos permite poder descomponer la señal en altas y bajas frecuencias, permitiendo con esto poder realizar un análisis de la señal ya sea en altas o bajas frecuencias según sea la conveniencia que se desee al realizar el análisis. En nuestro caso son las altas frecuencias.

A13. ESPECTRO DE ONDELETA CRUZADO

El análisis espectral de ondeleta cruzada nos permite determinar la relación entre dos series de tiempo en función de la frecuencia, es decir nos revela áreas con alta energía en común entre dos series de tiempo. Por ejemplo, la actividad del sol se puede relacionar con los fenómenos del tiempo que suceden en la tierra.

Dadas dos series de tiempo X y Y , con las transformadas de ondeleta $W_n^X(S)$ y $W_n^Y(S)$, uno puede definir el espectro de ondeleta cruzado como $W_n^{XY}(S) = W_n^X(S)W_n^{Y*}(S)$, donde $W_n^{Y*}(S)$ es el complejo conjugado de $W_n^Y(S)$ (Torrence et al. 1998). El espectro de ondeleta cruzado es complejo, y por lo tanto uno puede definir la potencia de la ondeleta cruzada como $|W_n^{XY}(S)|$.

El argumento complejo $\arg(W_n^{XY})$ puede ser interpretado como la fase relativa local entre X_n y Y_n en el espacio tiempo frecuencia (Grinsted et al. 2004). Mientras que la distribución de potencia teórica de la ondeleta cruzada de dos series de tiempo con espectros de Fourier teóricos P_k^X y P_k^Y , es (Torrence et al. 1998):

$$\frac{|W_n^X(S)W_n^{Y*}(S)|}{\sigma_X\sigma_Y} \Rightarrow \frac{Z_V(p)}{\nu} \sqrt{P_k^X P_k^Y}$$

Donde σ_X y σ_Y son las desviaciones estándar respectivas. Para $\nu=1$ (ondeleta real), $Z_1(95\%)=2.182$, mientras que para $\nu=2$ (ondeleta complejas), $Z_2(95\%)=3.999$.

En nuestro caso el espectro de ondeleta cruzado solo nos servirá de vía para la obtención de la ondeleta de coherencia, aunque esta revela mucha información de la relación existente entre dos señales.

A14. ONDELETA DE COHERENCIA

La coherencia en el caso de Fourier es utilizada para identificar bandas de frecuencia donde se relacionan dos series de tiempo (*Torrence et al. 1999*). La coherencia mide la correlación cruzada entre las dos series de tiempo y una función de frecuencia. La ondeleta de coherencia para dos series de tiempo está definida como (*Grinsted et al. 2004*):

$$R_n^2(S) = \frac{|\langle S^{-1}W_n^{XY}(S) \rangle|^2}{\langle S^{-1}|W_n^X(S)|^2 \rangle \langle S^{-1}|W_n^Y(S)|^2 \rangle}$$

Se puede observar que en el numerador las partes real e imaginaria del espectro de ondeleta cruzado se suavizan separadamente antes de tomar el valor absoluto, mientras que en el denominador los espectros de potencia de la ondeleta se suavizan después de elevar al cuadrado; el factor S^{-1} es usado para convertir a una densidad de energía (*Hartmann, 2007*). Ahora en la ondeleta de coherencia, la fase se encuentra formulada como (*Hartmann, 2007*):

$$\Phi_n(S) = \tan^{-1} \frac{J\{W_n^{XY}(S)\}}{R\{W_n^{XY}(S)\}}$$

La coherencia es una cantidad que se encuentra entre cero y uno; por lo que si las dos series de tiempo no tienen la misma relación de la fase la coherencia disminuirá y viceversa.

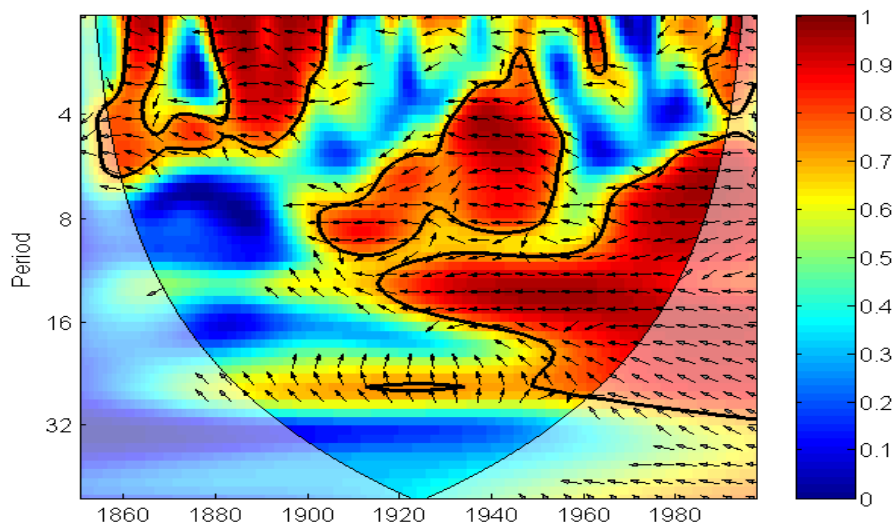


Fig. A25 Espectro de coherencia de ondeletas.

En la figura A25, se muestra la coherencia existente entre dos espectros de potencia de ondeletas, el cual puede encontrar coherencia significativa aunque la potencia en común de los espectros de potencia sea baja, o una alta y otra baja y viceversa. Dadas dos trazas, la ondeleta de coherencia nos revelara si existe una relación de materiales entre estas. Ya que esta se encargara de comparar las dos trazas en profundidad y verificara si existen frecuencias en los mismos intervalos de tiempo.

A15. CONO DE INFLUENCIA, ESPECTRO DE RUIDO ROJO Y NIVELES DE CONFIANZA

El cono de influencia (COI) nos permitirá limitar los efectos de borde, los cuales son originados al principio y al final de la serie de tiempo; esto debido a que la señal o serie de tiempo con la que trabajamos es finita. Por lo que la solución a estos efectos es rellenar el final de la serie de tiempo con ceros, antes de hacer la transformada de ondeleta y entonces removerlos posteriormente (*Torrence et al. 1998*).

El cono de influencia en nuestro caso será aplicado tanto para el espectro de potencias de ondeleta como para la coherencia de ondeletas; el cual nos permitirá obtener un nivel de confianza del 95% en los datos analizados.

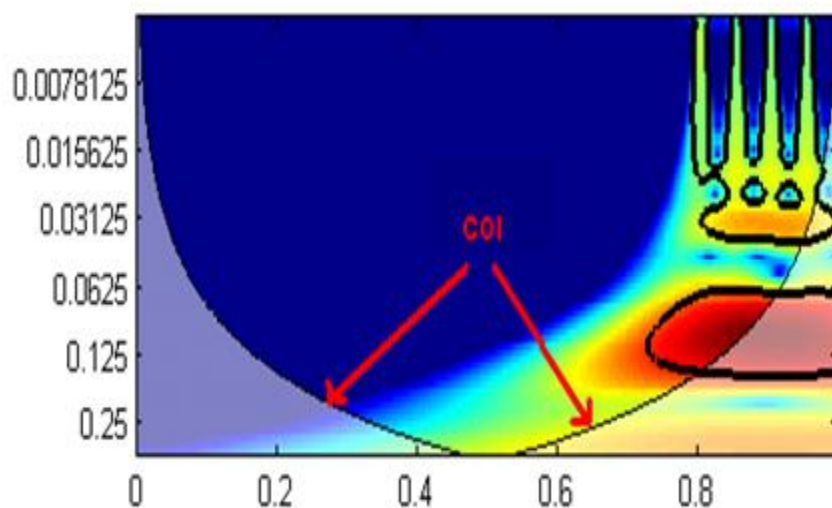


Fig. A26 Espectro de potencias de ondeleta, donde se señala el COI.

La serie de tiempo del ruido rojo está definida como (Torrence et al. 1999):

$$x(t) = ax(t - \Delta t) + (1 - a^2)^{\frac{1}{2}}\varepsilon(t)$$

Donde x es una variable estandarizada, a se encuentra en un intervalo entre cero y uno, mide el grado de memoria en el cual se conservan los estados anteriores, ε es un número al azar dibujado de una distribución normal estandarizada y Δt es el intervalo de tiempo entre puntos de datos.

El espectro de ruido rojo es (Torrence et al. 1998):

$$P_k = \frac{1 - a^2}{1 + a^2 - 2a\cos(2\pi k/N)}$$

Donde $k=0\dots N/2$ es el índice de frecuencia, si $a = 0$ solo queda el espectro del ruido blanco. Este espectro de ruido rojo nos permitirá obtener una confianza del 95% en el espectro global de ondeleta.

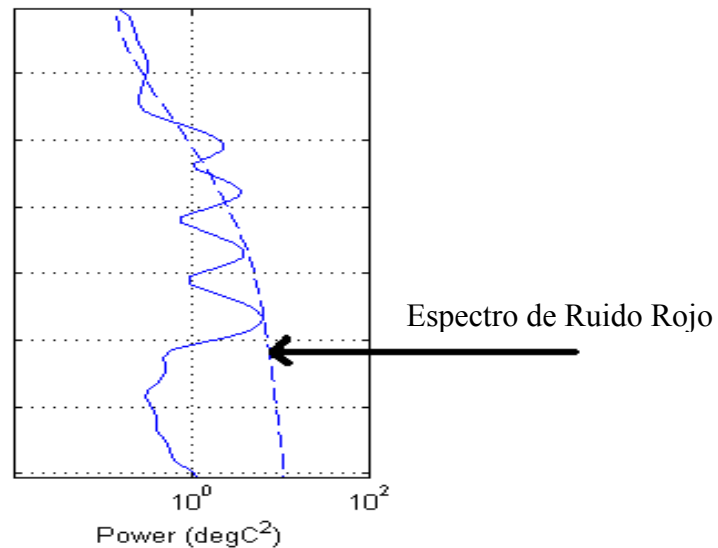


Fig. A27 Espectro global de ondeleta, que contienen al espectro de ruido rojo.

Otro criterio estadístico usado en este trabajo, es el intervalo de confianza usado en el análisis de descomposición de la señal en altas y bajas frecuencias. En nuestro caso solo es aplicado para las altas frecuencias.

Estos límites de confianza se encuentran a cada lado del valor de la media de los datos de la serie de tiempo, indicándonos una probabilidad del 95%; en nuestro caso si las frecuencias salieran de este intervalo nos indicarían que probablemente hay un cambio de material. Este intervalo está definido como:

$$L_s = \bar{x} + 2\sigma$$

$$L_i = \bar{x} - 2\sigma$$

Donde L_s y L_i indican los límites superior e inferior respectivamente, σ es la desviación estándar y \bar{x} es la media.

REFERENCIAS

- Addison, P.S., *The illustrated wavelet transform handbook: Introductory, theory and applications in science, engineering, medicine and finance*, Institute of Physics Publishing Bristol and Philadelphia, United Kingdom, 2002.
- Athay, R.G., *The Solar chromospheres and corona: Quiet Sun*. Holland, 1976.
- Barry, R. G. *Atmósfera, tiempo y clima*. Barcelona: Ediciones Omega, 4ª ed., 1984.
- Bates, T.S., Kiene, R.P., Wolfe, G.V., Matrai, P.A., Chavez, F.P., Buck, K.R., *The cycling of sulphur in surface seawater of the northeast Pacific*. *J. Geophys. Res.*, 99, 7835–7843, 1994.
- Bates, T.S., Quinn, P.K., *Dimethylsulfide (DMS) in the equatorial Pacific Ocean (1982 to 1996), Evidence of a climate feedback?*, *Geophys. Res. Lett.*, (24) 8: 861-864, 1997.
- Blomquist, R.W., Cuhel, R.L., *The cycling of sulfur in surface seawater of the northeast Pacific*, *J. Geophys. Res.* (99) C4: 7835-7843, 1994.
- Burrus, S., Gopinath, A., Guo, H., *Introduction to wavelets and wavelet transforms*, Prentice Hall, USA, 1998.
- Caballero-Lopez, R.A., Moraal, H., McCracken, K.G., McDonald, F.B., *The Heliospheric magnetic field from 850 to 2000 AD. inferred from ¹⁰Be records*, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 109(A12), 12102, 2004.
- Cantin, G., Lavasseur, M., Gosselin, M., Michaud, S., *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, 1996.
- Charlson, R.J., Lovelock, J.F., Andreae, M.O., Warren, S.G., *Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate*, *Nature (Lond)* 326:655-661, 1987.
- Cifuentes, J.L., *El Océano y sus recursos*, La Ciencia desde México, 1997.

- Cohen, L., *Time - Frequency Analysis*, Prentice Hall, 1995.
- Cox, R.A., *Atmospheric Sulphur and Climate – What have we learned?*, Philosophical Transactions: Biological Sciences, Volume 352, Issue 1350, pp. 251-254, 1997.
- Curran, M.A., Van Ommen, T.D. Morgan, V.I. Phillips, K.L. Palmer, A.S., *Ice core evidence for Antarctic sea ice decline since the 1950s*, Science, 302(5648), 1203-1206, 2003.
- Curry, J.A., Webster, P.J., *Thermodynamics of Atmospheres and Oceans*, International Geophysics Series, Vol. 65. San Diego: Academic, 1999.
- 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., *Oceanic dimethylsulfide: production during zooplankton grazing on phytoplankton*, Science (Wash. D.C.) 233: 1314-1316, 1986.
- Daubechies, I., *Ten lectures on wavelets*, Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, 357, 1992.
- Dickinson, R. E., *Influence of cosmic rays on earth's climate*, Bull. Am. Meteorol. Soc. 56, 1240, 1975.
- Dickinson, R., *Solar variability and the lower atmosphere*, Bull. Am. Met. Soc., 56(12), 1240-1248, 1975.
- Domenech, X., *Química atmosférica*. Madrid: Ediciones Miraguano, 1991.
- Dorman I.V. and Dorman L.I., J. Geophys Res (USA), 72, 1513 (1967)
- Elderfield, H., *The Oceans and Marine Geochemistry*, Treatise on Geochemistry Series, Volume 6. 2006.
- Farge, M., *Wavelet transforms and their applications to turbulence*, Annu. Rev. Fluid Mech. 24, 395-457, 1992.

- Geider, R., Osborne, B., *Algal photosynthesis, The measurement of algal gas exchange*, Current Phycology 2. Chapman and Hall, New York, 256, 1992.
- Giovannelli, R., *The Secrets of the Sun*, Cambridge University Press; 1984.
- Global Surface Seawater Dimethylsulfide Database: <http://saga.pmel.noaa.gov/dms>
- Grinsted, A., Moore, J., Jevrejera, S., *Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series*, Nonlinear Processes in Geophysics 11, 561-566, 2004.
- Hackel, H., *Nubes*, Barcelona: Omega, 2004.
- Hargreaves, J., *The upper atmosphere and solar-terrestrial relations*, Reidel Publishing Company, 1979.
- Hartmann, D.L., *Class notes ATM 552*, University of Washington Seattle, Washington, 2007.
- Hobbs, P., *Introduction to atmospheric chemistry*, Cambridge University Press, 2000.
- Hobbs, P.V., *Aerosol-cloud-climate interactions*, San Diego: Academic, 1993.
- Houghton, J., *The physics of atmospheres*, Cambridge University Press, 2002.
- IPCC, 2007. Intergovernmental Panel on Climate Change: Fourth Assessment Report 2007, <http://www.ipcc.ch>
- Iqbal, M., *An Introduction to Solar Radiation*, Academic Press, 1983.
- Kenneth, P., *Guide to the sun*, Cambridge University Press, 1992.
- Kettle, A.J., Andreae, M. O., Amouroux, D., Andreae, T. W.; Bates, T. S., Berresheim, H., Bingemer, H., Boniforti, R., Curran, M. A. J., DiTullio, G. R., Helas, G., Jones, G. B., Keller, M. D., Kiene, R. P., Leck, C., Lévassieur, M., Malin, G., Maspero, M., Matrai, P., McTaggart, A. R., Mihalopoulos, N., Nguyen, B. C., Novo, A., Putaud, J. P., Rapsomanikis, S., Roberts, G., Schebeske, G., Sharma, S., Simó, R., Staubes, R., Turner, S., Uher, G., *A global database of sea surface dimethylsulfide*

- (DMS) measurements and a procedure to predict sea surface DMS as a function of latitude, longitude, and month*, Global Biogeochem. Cycles 13. 399-444, 1999.
- Kirk, J., *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*, Cambridge University Press, Cambridge, 1983.
 - Kniventon, D.R., Todd, M.C., Sciare, J., Mihalopoulos, N., *Variability of atmospheric dimethylsulphide over the southern Indian Ocean due to changes in ultraviolet radiation*, Global Biogeochem. Cycles, Vol. 17, No.4, 1096, 2003.
 - Kondratyev, K. Y., *Radiation in the atmosphere*, Academic Press, N.Y., 1969.
 - Kristjánsson, J.E., Staple, A., Kristiansen, J., Kaas, E., *A new look at possible connections between solar activity, clouds and climate*, Geophys. Res. Lett., Vol. 29, No.23, 2107, 2002.
 - Lambert, D., *Los Océanos*, Barcelona, Ed. Fontalba, 1980.
 - Larsen, S. H., *Solar variability, dimethylsulphide, clouds, and climate*, Global Biogeochemical Cycles, Vol.19, 2005.
 - Lean, J., *Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum*, Geophys. Res. Lett. 27, 2425-2428, 2000.
 - Liou K. N., *An introduction to atmospheric radiation*, Academic Press, N.Y., 1980.
 - Lockwood, M., *In The Sun, Solar Analogs and the Climate*, Saas-Fee Advanced Course 34, 109-306, Springer, the Netherlands, 2005.
 - Lovelock, J.E., Maggs, R.J., Rasmussen, R.A., *Atmospheric Dimethylsulphide and the natural sulphur cycle*, Nature (Lond) 237: 452, 1972.
 - Malin, G., Turner, S., Liss, P., *Sulfur: the plankton/climate connection*, J. Phycol. 28, 590-597, 1992.
 - Mallat, S., *A wavelet tour of signal processing*, Elsevier (USA), Academic Press, 1999.
 - Mallat, S., *A wavelet tour of signal processing*, Academic Press, 637, 1998.

- Mann, K.H., *Dynamics of marine ecosystems: biological-physical interactions in the oceans*, Malden, Massachusetts: Blackwell, 2006.
- Maraun, D., Kurths, J., *Cross wavelets analysis: Significance testing and pitfall. Nonlinear Processes in Geophysics*, European Geosciences Union, 2004.
- Marsh, N.D., Svensmark, H., *Low cloud properties influenced by cosmic rays*, Phys. Rev. Lett. 85, 5004-5007, 2000.
- McCracken K.G., Beer J., McDonald F.B., *A five-year variability in the modulation of the galactic cosmic radiation over epochs of low solar activity*, Geophysical Research Letters, 29(24), 14-1 - 14-4, 2002.
- Meyers, S.D., Kelly, B.G., O'Brien, J.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.
- Miroshnichenko, L., *Solar Cosmic Rays*, Astrophysics & Space Science Library, 2001.
- Muhlia V.A., *Solarimetría*, 2006.
- NASA, National Aeronautics and Space Administration: <http://www.nasa.gov>
- Nicholson, I., *The Sun*, Mitchell Beazley Publishers, Mill House, London, 1982.
- Noyes, R.W., *The Sun, our star*, Ed. Harvard, book ok astronomy; 1982.
- Obridko, V.N., Sokoloff, D., Kuzanyan, K., Shelting, B. D., Zakharov, V. G., *Solar cycle according to mean magnetic field data*, Mon. Not. R. Astron. Soc. 365, 827-832, 2006.
- O'Dwyer J., Isaksson, E., Vinje, T., Jauhiainen, T., Moore, J., Pohjola, V., R. Vaikmäe, Van de Wal R.S., *Methanesulfonic acid in a Svalbard ice core as an indicator of ocean climate*, Geophysical Research Letters, Vol. 27, No. 8, 1159-1162, 2000.
- Oppenheim, A.V., Schaffer, R.W., Buck, J.R., *Tratamiento de señales en tiempo discreto*, Madrid, Ed. Prentice Hall, 2000.

- Organización Meteorológica Mundial (OMM), *Atlas Internacional de Nubes*, 1956.
http://www.wmo.ch/pages/index_es.html
- Osorio, J., Mendoza, B., Velasco, V., *Methane Sulphonic Acid trend associated with Beryllium-10 and Solar Irradiance*, ICRC, 2007.
- Osorio, R.J., *Correlación de los flujos magnéticos solares y la temperatura troposférica global terrestre*, Facultad de Ciencias-UNAM, 2006.
- Otaola, J., F. Valdes-Galicia., *Los Rayos Cósmicos: Mensajeros de las estrellas*, La Ciencia desde México, Vol. 108, 1992.
- Pallé-Bagó, E., C.J. Butler, C.J., *The influence of cosmic rays on terrestrial clouds and global warming*, *Astron. Geophys.* 41, 418-422, 2000.
- Polikar, R., *The engineer's ultimate guide to wavelet analysis: The wavelet tutorial*, Iowa State University of Science and Technology, 1996-2000.
- Polygiannakis, J., Preka-Papadema, P., Moussas, X., *On signal-noise decomposition of time series using the continuous wavelet transform: application to sunspot index*, *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 343, 725–734, 2003.
- Rogers, R., *Física de las Nubes*, Barcelona; México: Reverte, 1977.
- Rossi, B., *Los Rayos Cósmicos*, Ed. Suramericana, Argentina, 1966.
- Sathyendranath, S., Lazzara, L., Prieur, L., *Variations in the spectral values of specific absorption of phytoplankton*, *Limnol. Oceanogr.* 32: 403-415.
- Simó, R. *Production of atmospheric sulphur by oceanic plankton: biogeochemical, ecological and evolutionary links*. *Trends Ecol. Evol.* 16: 287-294, 2001.
- Svensmark, H., Friis-Christensen. E., *Variations of cosmic ray flux and global cloud coverage-a missing link in solar-climate relationships*, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 59, 1225–1232, 1997.

- Tascione, F.T., *Introduction to the space environment*, Krieger Publishing Company, 1994.
- Terradellas, E., Morales, G., Cuxart, J., Yagüe, C., *Wavelet methods: Application to the study of the stable atmospheric boundary layer under non-stationary conditions*, *Dyn. Atmos. Oceans*, 34, 225-244, 2001.
- Toole, D.A., Slezak, D., Kiene, R.P., Kieber, D.J., Siegel, D.A., *Effects of solar radiation on dimethylsulfide cycling processes in the western Atlantic Ocean*, *Deep-Sea Research, Part I*, 53, 136–153, 2006.
- Torrence, C., Compo, G., *A practical guide to wavelet analysis*, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79; 61-78, 1998.
- Torrence, C., Gilbert, P., *A practical guide to wavelet analysis with significance and confidence testing*, University of Colorado, Boulder, Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, 1999.
- Usoskin, I.G., Marsh, N., Kovaltsov, A., Mursula, K., Gladysheva, O., *Latitudinal dependence of low cloud amount on cosmic ray induced ionization*, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, L16109, 2004.
- Vallina, S. M., Simó, R., Gasso, S., C. de Boyer-Montégut, del Río, E., Jurado, Dachs, J., *Analysis of a potential “solar radiation dose -dimethylsulfide- cloud condensation nuclei” link from globally mapped seasonal correlations*, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 21, 2007.
- Voituriez, B., *Los caprichos de los océanos: Efectos sobre el clima y los recursos vivos*, Barcelona: UNESCO, 2003.
- Wolfram, *Wavelet Explorer 1.2: New generation signal and image analysis (Wavelet explorer documentation)*, <http://documents.wolfram.com/applications/wavelet>, 2007.
- Young, I.R., Holland, G.J., *An atlas of the oceans' wind and wave climate*, New York: Pergamon, 1994.
- Zirin, H., *Astrophysics of the Sun*, Cambridge University Press, 1988.