



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“TENDENCIA DE LAS TEMPERATURAS SUPERFICIALES
TERRESTRES CON LA ACTIVIDAD SOLAR”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

HERNÁNDEZ LÓPEZ LIZ EDITH

DIRECTOR DE TESIS:

DR. VÍCTOR MANUEL VELASCO HERRERA



MÉXICO, D. F.

2008



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-1-220

SRITA. LIZ EDITH HERNÁNDEZ LÓPEZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Victor Manuel Velasco Herrera y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**TENDENCIA DE LAS TEMPERATURAS SUPERFICIALES TERRESTRES CON LA
ACTIVIDAD SOLAR**

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	VARIABILIDAD CLIMÁTICA SUPERFICIAL TERRESTRE DE LOS HEMISFERIOS NORTE Y SUR
III	RELACIÓN SOL- TIERRA
IV	TEORÍA DE WAVELET
V	ANÁLISIS DE RESULTADOS
VI	CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFÍA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D. F., a 28 de marzo de 2007

EL DIRECTOR

MTRO. JOSÉ GONZALO GUERRERO ZEPEDA
JGGZ*JAGC*gtg

Dedicatorias

A mi mamá por toda la fuerza con la que vive día con día, por estar siempre para mí y mis hermanos.

A mi papá por toda la paciencia, por todas sus palabras, por todas sus anécdotas, por toda su ternura.

Gracias a los dos por ser los mejores padres, por haberme dado la vida, por toda su comprensión, su tiempo, por el apoyo que me han brindado, por estar conmigo siempre, en los momentos más felices y en los más difíciles y sobre todo por el enorme amor con el que han llenado cada día de mi vida. Gracias por todo, los amo muchísimo.

A mi abuelita José por ser un ser humano excepcional, gracias por toda su bondad y por todo el cariño que nos ha dado siempre.

A mi tía Silvia por todo el tiempo que me ha dedicado, por enseñarme a enfrentar cada una de las cosas que he pasado, por toda la sabiduría que ha compartido conmigo, por todas sus enseñanzas, por todo su amor, y por todos los bellos momentos que paso cuando estoy con ella.

A mis hermanos por toda la alegría que me hacen vivir. A Marisol por ser la hermana más enérgica y valiente y a la vez tan tierna, por todo el apoyo, el tiempo, y todos los momentos que juntas hemos pasado. A Abraham por ser tan noble y cariñoso. A Claudia que siempre ha sido tan linda conmigo. A los tres los quiero tanto, son de lo más bonito que hay en mi vida. A Javier que desde hace algún tiempo es otro hermano más.

A mi linda sobrina por hacerme sentir este enorme amor, porque no hay día que no desee llegar pronto a casa solo para jugar con ella, por toda la felicidad y unión que provoca, te quiero tanto Sammy.

A todos mis tíos, Lupe, Lola L., Juanita, Ricardo, Margarito, Moisés, Rubén, Beto, Ramón, Juan, Lola H., Lalo. A mis abuelitos Eulalio y Lupe.

A todos mis amigos. A Cynthia que me acompañó cuando más sola estaba, por compartir su alegría, su tiempo y sus amigos conmigo., A Ivette por todos los buenos momentos que uno pasa a su lado. A Oziel porque con el todo es tan diferente y especial. A Memo por todas las tardes en la alberca. A Marisol por las noches de SAFIR. A Gaby, mi amiga desde hace tanto tiempo, con la que he crecido. A Hohman, Enrique, Rodrigo, Gil, Efrén, Luis, Mauricio, Jhovana, Carlos, Alberto, Chino, Cintia, Karen, Dafne, Angélica, CinKareLiDA, por todo lo que hemos vivido.

A Magali por todo el tiempo compartido, las clases, las prácticas, el basket, por los días y noches llenos de tarea, que a su lado siempre fueron divertidos, por todo lo enseñado, por todo el cariño, paciencia y comprensión que me ha dado.. Por ser parte fundamental de mi vida. Te quiero mucho.

A todas las personas que quedaron sin mencionar porque sería tan difícil ponerlas a todas, sin embargo si hay algo que llena mis días son los recuerdos de cada uno de los momentos que he pasado con los seres que alguna vez compartieron o comparten algo de su vida y su tiempo conmigo.

Agradezco:

A la Universidad Nacional Autónoma de México.

No hay palabras para expresar el orgullo que significa pertenecer a ella, el gran amor y felicidad que siento cada día al

llegar a este lugar que tanto significa para mi,

a la Facultad de Ingeniería,

por cada una de las clases que ahí he tomado

por todo lo aprendido de lo académico y de la vida.

Al Instituto de Geofísica,

así como a todos mis profesores por la educación recibida,

A mis sinodales,

el Ingeniero Enrique del Valle Toledo,

al Dr. Héctor Sandoval,

al Dr. Arturo Carranza Edward,

a la Dra., Blanca Mendoza

y en especial a mi asesor de Tesis

el Dr. Víctor Manuel Velasco Herrera

por todo el conocimiento que me ha brindado,

por haber hecho posible no sola la realización de este trabajo, sino por

la forma tan entusiasta de hacerlo.

ÍNDICE

RESUMEN

I. INTRODUCCIÓN	1
II. VARIABILIDAD CLIMÁTICA SUPERFICIAL TERRESTRE DE LOS HEMISFERIOS NORTE Y SUR	3
Forzamiento Radiativo	4
Meteorología	5
Tiempo	5
Clima	5
Atmósfera	5
Efecto Invernadero	9
Cambio climático	10
Calentamiento Global	11
Tipos de datos	11
Datos históricos	12
Datos paleoclimáticos	12
Corales	13
Polen fósil	13
Anillos de árboles	13
Núcleos de hielo	14
Sedimentos lacustres y oceánicos	14
Interglacial Eemiense	14
Variabilidad climática durante la última Glaciación	15
Registro instrumental	16
Registros desde satélites y globos meteorológicos	19
Cambios observados en el Clima a partir del registro instrumental	20
Temperatura	20
Precipitaciones	21
Capa de nieve, hielo terrestre y marino	21
Nivel del mar	22
Circulación atmosférica y oceánica	22
Variabilidad del clima y episodios meteorológicos y climáticos extremos	23
Aspectos importantes del clima que no han cambiado	24
Gases de Efecto Invernadero	27

III. RELACIÓN SOL-TIERRA	28
El Sol	28
Las ráfagas	31
Eyecciones de Masa Coronal	32
Corona Solar	32
Hoyos Coronales	33
Campo magnético. Rotación diferencial	33
Periodicidades Solares	35
Irradiancia Solar	39
Indicadores históricos de la actividad solar	42
Isótopos Cosmogénicos	45
Correlaciones con el ciclo solar.	47
IV. TEORÍA DE WAVELET	49
Señal	49
Tipos de ruido	50
Señal estacionaria	51
Transformada de Fourier	52
Producto escalar de señales	53
Limitantes de la Transformada de Fourier	54
Transformada de Fourier con ventana o Transformada de Gabor	55
Principio de Incertidumbre de Heisenberg	56
Transformada Wavelet	57
Traslación	59
Escala	59
Función Wavelet Madre	60
Normalización	62
Filtrado	63
Espectro de Potencia Wavelet	65
Cono de Influencia (CI)	66
Espectro Teórico y Niveles de Significancia	67
Espectro de Fourier de ruido rojo	67
Niveles de significancia	68
Espectro Global Wavelet	68

<i>V. ANÁLISIS DE RESULTADOS</i>	69
<i>CONCLUSIONES</i>	94
<i>BIBLIOGRAFÍA</i>	95
II. VARIABILIDAD CLIMÁTICA SUPERFICIAL TERRESTRE	95
DE LOS HEMISFERIOS NORTE Y SUR	95
III. RELACIÓN SOL-TIERRA	98
IV. TEORÍA DE WAVELET	101

RESUMEN

En los últimos años la discusión del papel del Sol en el Cambio Climático es un tema de gran polémica. De acuerdo a los reportes del Grupo Intergubernamental de Expertos Sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) de la Organización de las Naciones Unidas, el grado de comprensión científica del papel del Sol es muy bajo, de hecho solo se le considera como uno de los factores de calentamiento y no se le considera como factor de enfriamiento.

La dinámica del campo magnético solar es fundamental para comprender el comportamiento de gran parte de nuestro sistema solar, incluyendo muchos de los fenómenos en la Tierra y su entorno cercano. Es por eso que es necesario estudiar las relaciones Sol-Tierra, para comprender los fenómenos actuales y proyectar diferentes escenarios en los próximos años.

En esta tesis se analizó espectralmente las series de tiempo de las temperaturas superficiales y número de manchas solares (como indicador directo de la actividad solar) con la Transformada Wavelet, que es una de las herramientas matemáticas desarrolladas a finales del siglo XX y que se utiliza para estudiar la evolución de las periodicidades en el tiempo.

El objetivo de esta tesis es correlacionar las diferentes periodicidades que presenta la actividad solar con las temperaturas superficiales terrestres de ambos hemisferios a partir de los datos instrumentales de temperatura que abarcan desde 1856.

Los resultados presentados en esta tesis muestran que la actividad magnética solar es posiblemente uno de los moduladores de la temperatura terrestre.

I. INTRODUCCIÓN

El sistema climático terrestre ha sufrido cambios en el pasado lejano, como lo demuestran los registros paleoclimáticos. Para explicar el cambio en el clima que acontece en la actualidad, es necesario analizar todos los factores que tienen relación con las variaciones climáticas, ya sean estos de tipo naturales o antropogénicos, externos o internos.

La influencia de la actividad solar en la variabilidad climática terrestre es causa de gran controversia, actualmente existen diversos trabajos que se enfocan en el estudio de la actividad solar y que han tratado de identificar las distintas periodicidades solares así como la relación que han tenido con los enfriamientos y calentamientos que ha sufrido el planeta a lo largo del tiempo.

El objetivo de esta tesis es correlacionar las diferentes periodicidades que presenta la actividad solar con las Temperaturas Superficiales Terrestres. Para esto se utilizarán datos instrumentales de temperatura y un índice de la actividad solar como son el número de Manchas Solares.

Esta tesis está compuesta de cinco capítulos. En el capítulo I se da la introducción de este trabajo.

En el capítulo II “Variabilidad Climática Superficial de los Hemisferios Norte y Sur” se describen algunos conceptos básicos que se utilizan en esta tesis, también se habla acerca de los tipos de datos que existen así como de los cambios observados en el clima a partir de los Registros Instrumentales.

En el capítulo III “Relación Sol-Tierra” se describe la estructura de Sol, sus periodicidades y la influencia que han tenido los cambios de la Actividad Solar en nuestro planeta.

En el capítulo IV “Teoría de Wavelet” se abordan los conceptos básicos acerca del procesamiento de señales, se describe la Transformada de Fourier y finalmente se habla acerca del análisis Wavelet.

En el capítulo V “Análisis de Resultados” se muestran los resultados obtenidos a partir del análisis de Wavelet, así como una tabla en la que se encuentran las periodicidades presentes en cada una de las series de tiempo (Temperatura Superficiales y número de Manchas Solares).

II. VARIABILIDAD CLIMÁTICA SUPERFICIAL TERRESTRE DE LOS HEMISFERIOS NORTE Y SUR

Un tema de gran debate actualmente entre la comunidad científica es la posible influencia solar en las variabilidades climáticas terrestres. De acuerdo a los reportes del Tercer Informe de Evaluación (TIE) del Grupo Intergubernamental de Expertos Sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) de la Organización de las Naciones Unidas, el grado de comprensión científica del papel del Sol en el cambio climático es muy bajo (fig. II.1), de hecho solo se le considera como uno de los factores de calentamiento y no se le considera como factor de enfriamiento. En esta Tesis “Tendencias de las Temperaturas Superficiales Terrestres con la Actividad Solar” se estudiará la actividad solar como forzamiento radiativo externo del cambio climático terrestre, identificando las periodicidades de la actividad magnética solar que posiblemente modulan las anomalías de la temperatura terrestre de los hemisferios norte y sur.

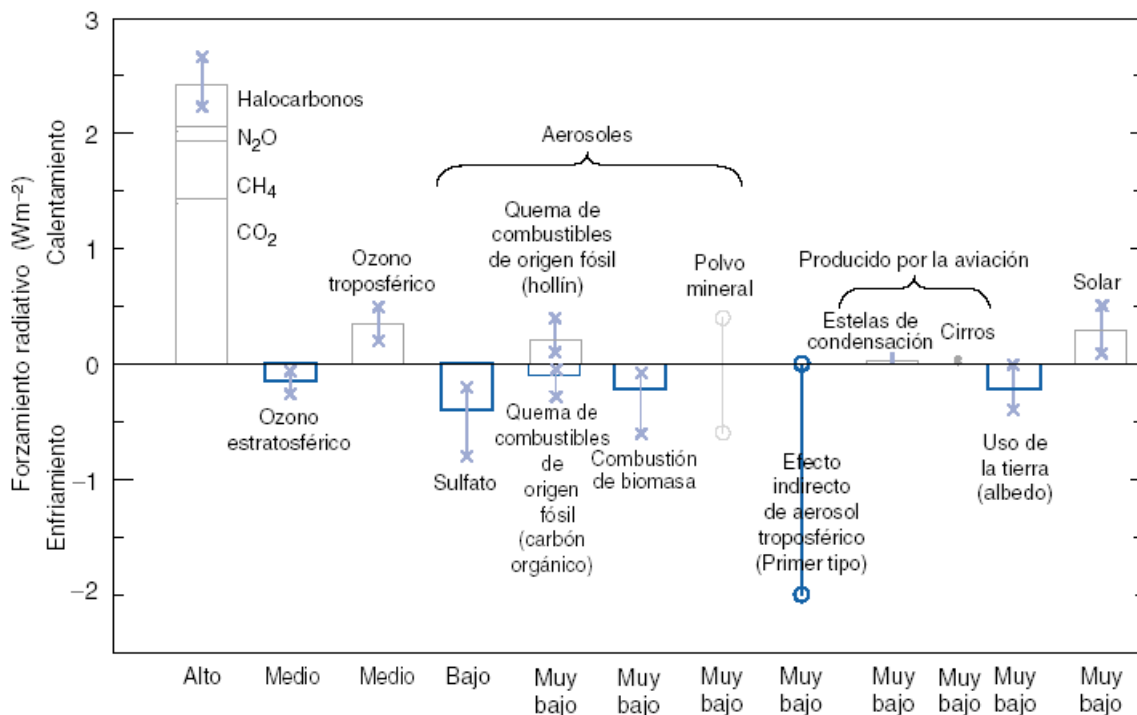


Fig. II.1 Grado de Comprensión Científica de diferentes agentes. Tomado de TIE IPCC, 2001.

Forzamiento Radiativo

Un cambio en la energía radiativa neta disponible para el sistema mundial Tierra-Atmósfera se denomina, forzamiento radiativo. Los forzamientos radiativos positivos tienden a calentar la superficie de la Tierra y la atmósfera inferior. Los forzamientos radiativos negativos tienden a enfriarla [TIE IPCC, 2001].

Cuando cambian los forzamientos radiativos, el sistema climático responde en diversas escalas temporales. Las más prolongadas se deben a la gran capacidad de almacenamiento de calor de las profundidades de los océanos y al ajuste dinámico de los mantos de hielo. Esto significa que la respuesta transitoria a un cambio puede durar entre decenas, siglos o miles de años [Versteegh G., 2005].

La variabilidad climática puede generarse como resultado de cambios naturales en el forzamiento del sistema climático, por ejemplo variaciones de intensidad de la radiación solar entrante y cambios en las concentraciones de aerosoles producidos por erupciones volcánicas. También pueden producirse variaciones climáticas naturales sin que exista un cambio en el forzamiento externo, como resultado de complejas interacciones entre los componentes del sistema climático, como en el acoplamiento entre la atmósfera y los océanos.

Para comprender el Sistema Sol-Tierra, es necesario analizar cada uno de los factores que están involucrados así como encontrar la relación entre estos.

Es importante conocer las periodicidades de cada uno de los eventos analizados, para esta Tesis, esos parámetros fueron las manchas solares y los datos instrumentales de temperatura terrestre.

A continuación se describe algunos de los conceptos que se utilizan en esta tesis.

Meteorología

Estudia las condiciones de la atmósfera y puede hacer predicciones o pronósticos del estado del tiempo en escalas de horas, días o semanas. Se basa en la repetición año con año de las condiciones atmosféricas a partir de patrones generales de la circulación de la atmósfera [Sánchez, 2006].

Tiempo

El tiempo atmosférico comprende todos los variados fenómenos que ocurren en la atmósfera de la Tierra o de un planeta.

El tiempo se define como el estado de la atmósfera (por ej., frío/calor, húmedo/seco, soleado/nublado). Se toma en cuenta la humedad (absoluta y relativa), la temperatura y la presión, en un determinado lugar y momento existente durante períodos de tiempo relativamente cortos (de horas a un par de días) [NOAA, 2000].

Clima

El Clima es el promedio de las condiciones meteorológicas en períodos del orden de un mes y mayores [Garduño, 1994]. Esta definición de clima es un tanto moderna, pues anteriormente el concepto se aplicaba solamente a lo que hoy llamamos condiciones normales o media climatológica, es decir, el Promedio del tiempo meteorológico en un periodo de años (30 años, OMM).

Atmósfera

La atmósfera es la envoltura gaseosa que rodea a la Tierra. Comenzó a formarse hace unos 4600 millones de años con el nacimiento de la Tierra. La mayor parte de la atmósfera primitiva se perdería 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 debió estar 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 pero con ausencia de oxígeno. Era una atmósfera ligeramente reductora hasta que la actividad fotosintética de los seres vivos introdujo oxígeno y ozono (a partir de hace unos 2 500 millones de años) y hace unos 1000 millones de años la atmósfera llegó a tener una composición similar a la actual [Echarri, 1998].

Las capas en que se divide la atmósfera son (Figura II.2):

- ***Troposfera*** es la capa más baja y densa; su espesor varía entre unos 8 km. en los polos, hasta unos 16 km. en el ecuador. Contiene la mayoría de la masa de la atmósfera y casi todo el vapor de agua atmosférico. Además, es turbulenta, con vientos poderosos y corrientes convectivas que determinan el estado del tiempo. La temperatura disminuye gradualmente a medida que la altura aumenta [Chamizo y Garritz, 1991].
- ***Estratosfera*** es una región casi isotérmica de cerca de 220 °K que tiene como base a la tropopausa aproximadamente a los 11 km. a latitudes medias. [Gay, 1997]. Llega hasta un límite superior llamado estratopausa que se sitúa a los 50 kilómetros de altitud. En esta parte de la atmósfera, entre los 30 y los 50 kilómetros, se encuentra el ozono que actúa como un escudo contra la radiación solar ultravioleta [Ídem].
- ***Mesosfera*** se encuentra por encima de la estratosfera, la temperatura decrece con la altura, hasta la mesopausa que se ubica entre los 85 a 90 km. sobre la superficie. Aquí la actividad química es aun más importante, debido a la mayor cantidad de longitudes de onda de la radiación solar que alcanzan a esta capa atmosférica, absorbidas sólo levemente por la presencia de la capa superior siguiente [Ídem].

- **Termosfera** Esta capa se encuentra entre los 90 y los 500 km., los gases principales (N_2 , O_2 , Ar y CO_2), ya no se mezclan homogéneamente, sino que forman estratos. Los gases que la conforman, como ocurre con el oxígeno termosférico, se encuentran en su estado atómico (O), por efecto de la radiación solar que incluye rayos X y por partículas energéticas, como protones y electrones. Es por ello que llegan a ionizarse, formando la *ionosfera* o capa ionizada que rodea al planeta. En la termosfera la temperatura aumenta con la altura y puede llegar a ser superior a los 1500 °C [Ídem].
- **Exosfera**: Finalmente y por encima de los 500 km. se ubica la exosfera, formada principalmente por helio e hidrógeno, cuyos átomos pueden alcanzar velocidades suficientemente elevadas como para escapar del campo gravitatorio [Ídem].

El peso total de la atmósfera terrestre es de 5.3×10^{18} kg. Un centímetro cuadrado colocado a nivel del mar recibe un peso de 1 kg. Aproximadamente el 90 % de la masa de aire atmosférico se encuentra por debajo de los 15 km., 99 % debajo de los 30 km. y el 99,99% por debajo de los 48 km. de la superficie terrestre [Ídem].

En el cuadro 1 se muestra la composición química de la atmósfera.

Cuadro I.1 Composición de la atmósfera

<i>Fórmula</i>	<i>% en volumen</i>	<i>*ppm</i>
N ₂	78.09	780 900
O ₂	20.94	209 400
Ar	0.93	9 300
CO ₂	0.0318	318
Ne	0.0018	18
He	0.00052	5.2
CH ₄	0.00015	1.5
Kr	0.0001	1
H ₂	0.00005	0.5
N ₂ O	0.000025	0.25
CO	0.00001	0.1
Xe	0.000008	0.08
O ₃	0.000002	0.02
NH ₃	0.000001	0.01
NO ₂	0.0000001	0.001
SO ₂	0.00000002	0.0002
*Las concentraciones están dadas en partes por millón = ppm. ppm= número de moléculas en un millón de moléculas de aire		

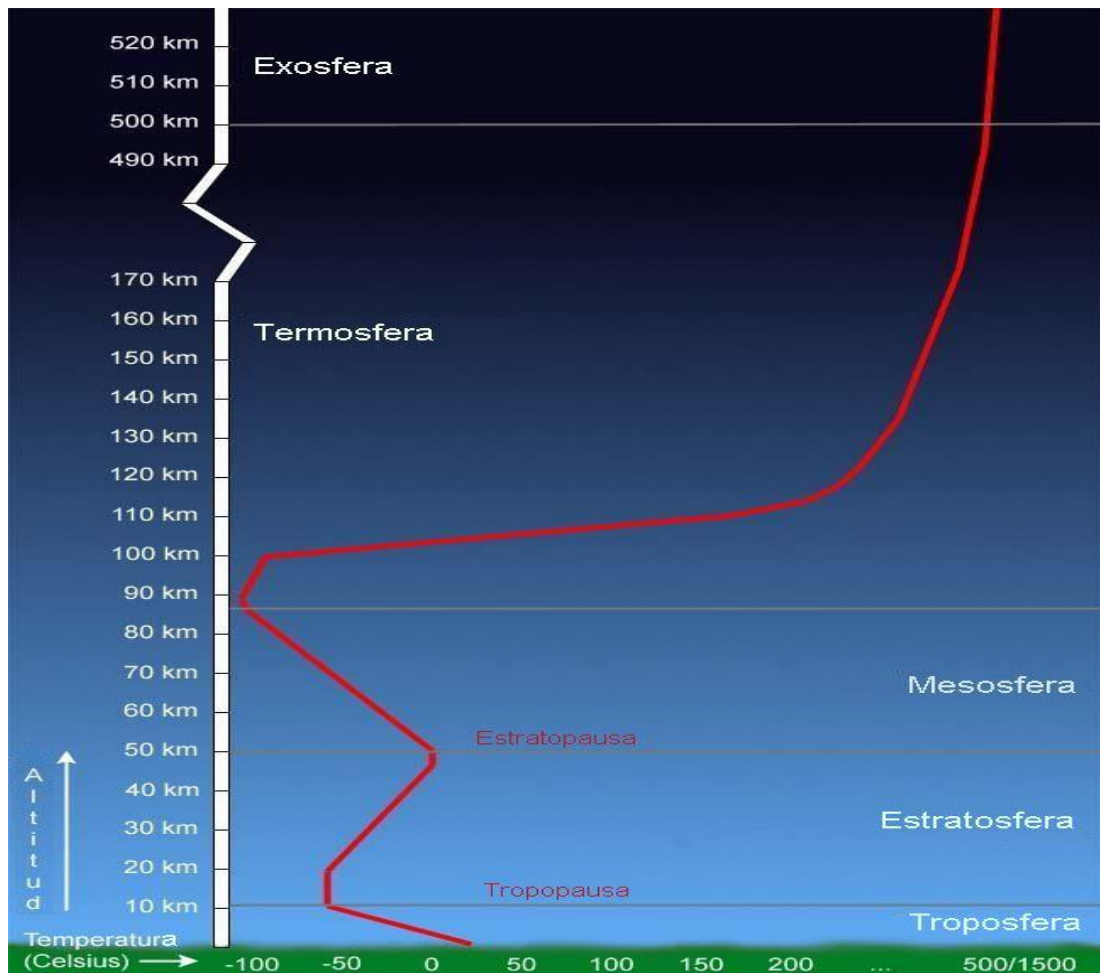


Fig. II.2 Capas de la Atmósfera.

Efecto Invernadero

El clima de la Tierra está influido por un flujo continuo de energía procedente del sol. Esta energía llega principalmente en forma de luz visible. Cerca del 30% se dispersa inmediatamente y vuelve al espacio, pero la mayor parte del 70% restante atraviesa la atmósfera para calentar la superficie de la tierra. La Tierra devuelve esta energía al espacio en forma de radiación infrarroja. Los “gases de efecto invernadero” en la atmósfera impiden que la radiación infrarroja escape directamente de la superficie al espacio. La radiación infrarroja no puede atravesar directamente el aire como la luz visible, en cambio, la mayoría de la energía saliente es transportada desde la superficie por las corrientes de aire, y termina escapando al espacio desde altitudes por encima de las capas más espesas de la manta de gases de efecto invernadero [TIE IPCC, 2001].

Los principales gases de efecto invernadero son el vapor de agua, el dióxido de carbono, el Ozono, el metano, el óxido nitroso y los halocarbonos y otros gases industriales. En conjunto representan menos del 1% de la atmósfera. Ello es suficiente para producir un efecto de invernadero natural que mantiene el planeta unos 30° C más caliente de lo normal, lo que es esencial para la vida que conocemos.

Cambio climático

La expresión cambio climático para el IPCC se refiere a cualquier cambio del clima a lo largo del tiempo, ya sea debido a la variabilidad natural o como consecuencia de la actividad humana.

Desde una perspectiva humana, el cambio climático es una desviación del tiempo meteorológico promedio esperado o de las condiciones climáticas normales (temperatura y precipitación) para un lugar y época del año dados. El cambio climático refleja cambios significativos en el estado medio del sistema tierra-océano-atmósfera que resulta en cambios en los patrones de circulación de la atmósfera y del océano, los cuales a su vez impactan en el tiempo regional.

Desde la perspectiva paleoclimática, el cambio climático es normal y forma parte de la variabilidad natural del planeta relacionada con las interacciones entre atmósfera, océano y tierra, al igual que con cambios en la cantidad de radiación solar que alcanza a la tierra. El registro geológico incluye un gran número de evidencia sobre cambios climáticos en gran escala. Masivas calotas de hielo terrestre por todo el Hemisferio Norte indican condiciones frías durante el último máximo glacial (hace 21.000 años). Vegetación de clima cálido, los dinosaurios y corales viviendo en altas latitudes durante el Cretáceo medio (120- 90 millones de años atrás) indican condiciones globalmente cálidas. Más recientemente, durante la Pequeña Edad de Hielo (alrededor de 1645-1715) los registros históricos e instrumentales, particularmente alrededor del Atlántico Norte, indican temperaturas más frías que las modernas.

Calentamiento Global

El término Calentamiento Global se refiere a la observación acerca de que la atmósfera cercana a la superficie del planeta se está calentando, sin ninguna implicación en lo referente a la causa o magnitud. Este calentamiento es una de las muchas clases de cambio climático que la Tierra ha sufrido en el pasado y que continuará experimentando en el futuro [NOAA, 2000].

Para comprender lo que está sucediendo con el clima en la actualidad, debemos estudiar el clima pasado, para hacerlo es necesario recopilar los datos que nos den información acerca de éste para lo cual se cuenta con registros históricos, instrumentales y de datos paleoclimáticos.

Tipos de datos

Algunos científicos trabajan con satélites para develar algo sobre el cambiante clima de la Tierra. Aunque el registro satelital es muy corto (unos 20 años) y difícil de interpretar debido a cambios en los instrumentos y órbitas.

El registro instrumental de la temperatura, que llega hasta el siglo 19, nos brinda una clara indicación: la media de las temperaturas anuales del aire en superficie del planeta ha subido aproximadamente 0.5 °C (0.9 °F) desde 1860 [TIE IPCC, 2001].

Los datos paleoclimáticos proveen una confirmación independiente de este calentamiento reciente, y también ubican el calentamiento del siglo XIX al XX (1860 al presente) en el contexto de los últimos siglos y del último milenio. El registro paleoclimático no sólo nos permite ver las fluctuaciones de la temperatura global a lo largo de los últimos siglos, sino que también permite a los científicos examinar el clima del pasado aún más lejos en el tiempo. Esta perspectiva es una capacidad importante en nuestra búsqueda para comprender las posibles causas del calentamiento global en el siglo XX. Podemos mirar los supuestos períodos cálidos en el pasado distante (por ej. 1.000, 6.000, 125.000 y aún 165.000.00 de años atrás) para tratar de encontrar indicios de procesos naturales que podrían estar causando el calentamiento global que ahora experimentamos.

Datos históricos

Los documentos históricos son muy importantes para conocer sobre climas pasados. Las observaciones sobre el tiempo y las condiciones climáticas pueden ser encontradas en registros escritos. Cuando son evaluados de forma apropiada, los datos históricos pueden brindar información cualitativa y cuantitativa sobre el clima del pasado.

Unos ejemplos que nos demuestran cómo se usaron fechas históricas de la cosecha de uvas para reconstruir las temperaturas de verano en París desde 1370 - 1879 se puede encontrar en Bradley 1990 (figura II.3) (basados en datos de Roy Ladurie and Baulant, 1980) o sobre las sequías históricas del sureste y centro de México [Mendoza et al., 2006 y 2007].

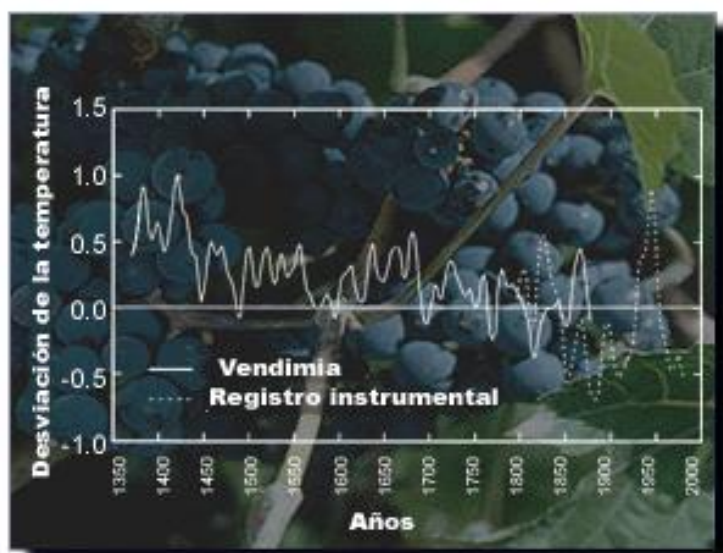


Fig. II.3 Registro de Cosecha de Uvas. Tomado de NOAA, 2000.

Datos paleoclimáticos

La Paleoclimatología es el estudio de los climas pasados. El paleoclima es el clima que existió antes de que los humanos comenzaran a tomar registros instrumentales del tiempo. En lugar de registros instrumentales del tiempo y el clima los paleoclimatólogos usan registros ambientales naturales (llamados "proxy") para obtener información sobre el clima de la Tierra en el pasado.

Analizando estos indicadores se puede extender nuestra comprensión del clima de los últimos 100 000 años. Algunos datos de indicadores indirectos paleoclimáticos son:

Corales

Los corales construyen sus duros esqueletos con carbonato de calcio, un mineral que extraen de las aguas del mar. El carbonato contiene isótopos del oxígeno, así como trazas de minerales, que pueden ser usados para determinar la temperatura del agua en que el coral creció. Estos registros de la temperatura pueden entonces ser usados para reconstruir el clima durante el período de tiempo en que el coral vivió.

Polen fósil

Todas las plantas que florecen producen granos de polen. Sus formas distintivas pueden ser usadas para identificar el tipo de planta del cual provinieron. Como los granos de polen están bien preservados en las capas de sedimentos que se forman en el fondo de una laguna, lago u océano, un análisis de los granos de polen en cada capa nos dice que clase de plantas crecía en el tiempo en el que el sedimento fue depositado. Entonces, se pueden hacer inferencias sobre el clima basándose en los tipos de plantas encontradas en cada capa.

Anillos de árboles

Debido a que el crecimiento de los árboles se ve influenciado por condiciones climáticas, los patrones en los anchos de anillos de árboles, densidad y composición isotópica reflejan las variaciones en el clima. En las regiones templadas donde existe una temporada de crecimiento distinguible, los árboles por lo general producen un anillo por año y de esta forma se registran las condiciones climáticas de cada año. Los árboles pueden crecer de cientos a miles de años y pueden contener registros anuales del clima durante siglos o milenios.

Núcleos de hielo

En lo alto de las montañas y en los glaciares, el hielo se ha ido acumulando por las nevadas durante muchos siglos. Se perfora el hielo para extraer núcleos de hielo. Estos núcleos contienen polvo, burbujas de aire o isótopos de oxígeno que pueden ser usados para interpretar el clima pasado en esa área.

Sedimentos lacustres y oceánicos

Cada año se acumulan billones de toneladas de sedimento en las cuencas de lagos y océanos. Se perforan y extraen núcleos de sedimentos del suelo de las cuencas. Los sedimentos lacustres y oceánicos incluyen fósiles y materias químicas que son usados para interpretar el clima pasado.

Interglacial Eemiense

Hace aproximadamente 127000 años, acabó la penúltima glaciación y comenzó un período cálido de nuestro planeta Tierra que duró varios milenios, “El Eemiense”.

El nombre que se le da al penúltimo interglacial procede del valle del río Eem, en Holanda, en donde se encontraron sedimentos de aquella época que contenían fósiles de fauna templada y polen de árboles frondosos.

La temperatura a escala global era entre 1 °C – 4 °C superior a la actual (Kaspar, 2005), lo que posiblemente producía que en el Ártico disminuyera la extensión del hielo y las temperaturas de las aguas superficiales de los océanos fueran más cálidas que hoy (Winter, 2003).

En Inglaterra, en donde a este período se le ha denominado Ipswichian, son abundantes los fósiles de hipopótamos y de otros animales que hoy sólo se encuentran en regiones tropicales y subtropicales. Análisis recientes del hielo de Groenlandia indican que hace 123000 años, la temperatura era 5°C superior a la actual [North Greenland Ice Core Project members, 2004].

Una de las preguntas más importantes sobre el interglacial Eemiense es, si la estabilidad del clima de este periodo, fue semejante a la del actual “Holoceno” o si, por el contrario, fue más variable.

Por el momento no hay una certeza de que el interglacial Eemiense tuviese durante todo su transcurso un clima tan estable como el del Holoceno [Kukla, 2000]. Por lo que es necesario realizar un estudio más detallado de su variabilidad para poder comprender la variabilidad climática actual.

Variabilidad climática durante la última Glaciación

A lo largo de la glaciación, el enfriamiento no se produjo de forma uniforme, sino que existieron eventos fríos abruptos, denominados estadales. Algunas veces al final de los estadales se producían en el mar del Atlántico Norte (entre los 40°N y 55°N) grandes derrumbes de material rocoso transportados por glaciares, llamados eventos Heinrich (barras en la Fig. II.4). La influencia de los eventos Heinrich en el clima del hemisferio norte, se hacía sentir, porque al derretirse los glaciares de agua dulce disminuía la salinidad de las aguas superficiales del Atlántico Norte. Disminuía, por lo tanto, la densidad del agua y se debilitaba el movimiento convectivo de hundimiento en los Mares Nórdicos.

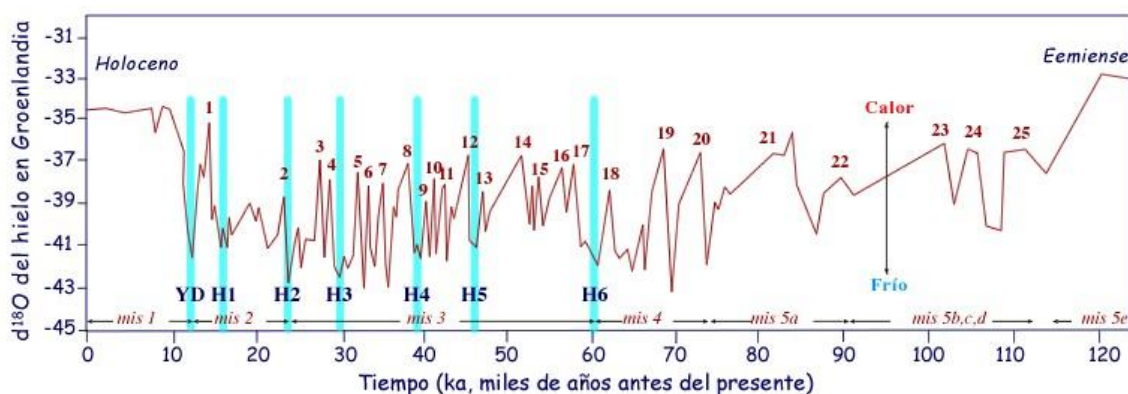


Fig. II.4 $\delta^{18}\text{O}$ del hielo en Groenlandia. Tomada de Eharri, L., 1998.

El frío de los estadales era interrumpido por períodos cálidos, llamados eventos Dansgaard-Oeschger (numerados del 1 al 25 en la fig.II.4), durante los cuales aumentaba la temperatura en tiempos muy cortos. Estos eventos han quedado registrados en los isótopos del oxígeno del hielo de Groelandia y en sedimentos lacustres de carbonatos de algunos lagos centroeuropeos (Schulz, 1999). El aumento de temperatura en los eventos Dansgaard-Oeschger era entre 5°C y 16°C (Lang, 1999). La periodicidad de estos eventos es de unos 1470 años (Rahmstorf, 2003), posiblemente esta periodicidad está relacionada con la actividad solar (Braun, 2005).

Registro instrumental

Los registros más tempranos que se conocen de la temperatura medida con termómetros provienen de Europa occidental y comienzan a fines del siglo XVII y a principios del XVIII. La red de estaciones para coleccionar la temperatura aumentó con el curso del tiempo y a principios del siglo XX, los registros se coleccionaban en casi todas las regiones, excepto en las zonas polares donde comenzaron durante los años 1940 y 1950 (NOAA, 2000).

Un registro de temperaturas de más de 7.000 estaciones alrededor del mundo ha sido compilado por el National Climate Data Center, para crear el Global Historical Climatology Network - GHCN version 2 data (Peterson and Vose, 1997). Cerca de 1.000 registros se extienden en el tiempo hasta el siglo XIX [Ídem].

Tres programas de investigación, han usado los datos instrumentales disponibles para reconstruir las tendencias de la temperatura del aire global en superficie desde fines de los 1800 hasta el presente. Todos usan los mismos registros instrumentales de mediciones terrestres del GHCN, pero las reconstrucciones contienen algunas diferencias. Estas se deben a diferentes enfoques de los promedios espaciales, al uso y tratamiento de mediciones de temperatura en la superficie del mar (provenientes de observaciones de barcos) y al manejo de la influencia en la temperatura de los cambios en la cobertura terrestre, por ejemplo, una mayor urbanización [Ídem].

Algunos de los primeros trabajos que produjeron series de datos de temperatura se remontan a Jones et al. (1986a,b,c), Jones (1988, 1994), and Jones and Briffa (1992).

Las anomalías de temperaturas globales y hemisféricas, incorporan datos terrestres y marinos, estos son continuamente actualizados y expandidos por Jones de la Unidad de Investigación Climática de Ucrania (CRU) con ayuda de colegas del CRU y de otras instituciones.

La porción de los datos de Tierra consisten en datos de la temperatura del aire de la superficie (SAT), datos meteorológicos de la superficie-terrestre y posición-fija de datos del clima en barcos, de alrededor de 3000 estaciones que han sido corregidos por errores no climáticos así como traslado de estaciones y/o cambios de instrumentos [Jones, 1994].

La cubierta de datos es densa sobre las partes más pobladas del mundo, particularmente los EU, sur de Canadá, Europa y Japón. La cubierta es escasa sobre el interior del sur de América, África y sobre la Antártica, en donde los datos instrumentales están disponibles desde 1950. El número de estaciones disponibles fue pequeño durante los 1850, pero se incrementó a más de 3000 estaciones durante el periodo 1951-90. Los datos marinos usados son compilados en la oficina meteorológica en el Centro Hadley del Reino Unido oficina de Meteorología, y consiste de temperaturas de la superficie marina (SST) que incorporan mediciones in situ de barcos y boyas (Folland and Parker 1995; Parker et al. 1994, 1995).

La mayoría de las observaciones marinas vienen de las observaciones náuticas voluntarias, la cubierta es reducida a los lugares de las principales rutas marinas y es mínima sobre el Sur del océano.

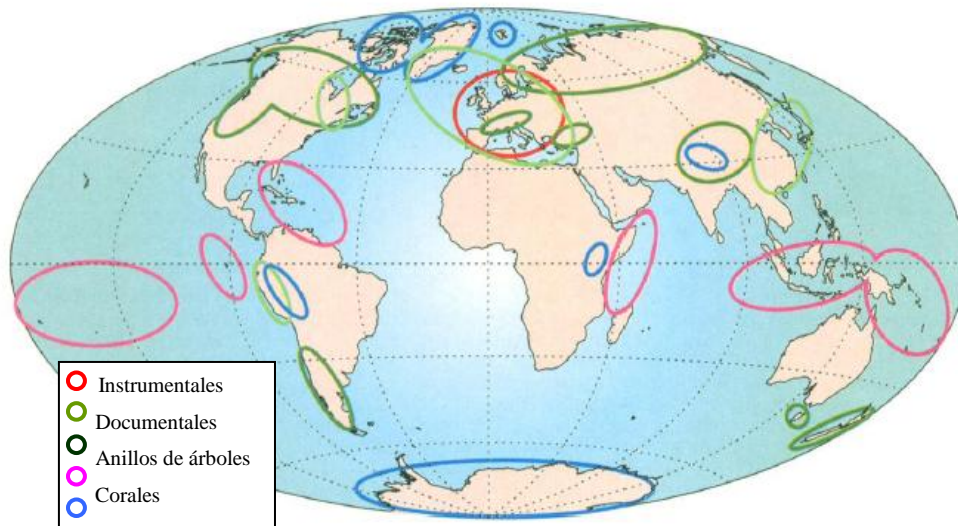


Fig. II.5 Distribución de datos. Modificada de Jones et al, 2001.

El mapa de la figura II.5 indica las principales regiones donde podrían obtenerse datos confiables para hacer una reconstrucción de la temperatura para un período anterior a 1750, con una resolución anual aproximadamente, así como las regiones con datos instrumentales disponibles para la reconstrucción del clima a partir de mediados de 1800.

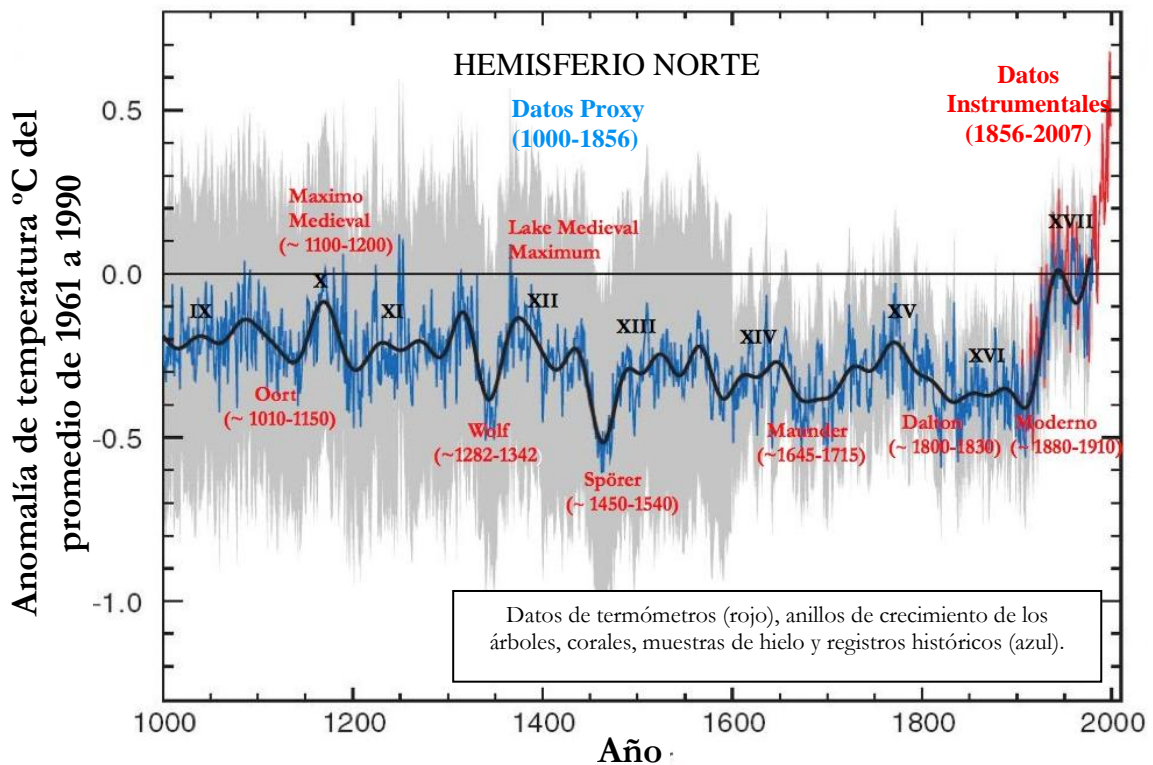


Fig. II.6 Variabilidad climática de los últimos 1000 años. Modificada de TIE IPCC, 2001.

En la figura II.6 se muestra la variabilidad térmica terrestre del hemisferio norte de los últimos 1000 años así como los nombres de los mínimos y/o máximos seculares (periodicidades mayores de 100 años) de la actividad solar [Velasco y Mendoza, 2007].

Registros desde satélites y globos meteorológicos

Los registros meteorológicos satelitales se iniciaron a partir de 1979, estas mediciones han permitido tener un registro de temperaturas más confiable, desafortunadamente el tiempo de estas es muy corto.

Las mediciones con satélite han sido usadas para la reconstrucción de las temperaturas atmosféricas globales durante los últimos 21 años. Los cálculos actuales muestran que la parte baja de la atmósfera se está calentando a un promedio de 0.06 °C, por década, aumento que es menos rápido según lo indican las mediciones instrumentales terrestres y los datos paleoclimáticos. No se sabe el porqué de esta diferencia [NOAA, 2000].

En la figura II.7 a) se muestran las series temporales de anomalías en las temperaturas estacionales de la troposfera, basadas en globos y satélites, además de las superficiales. En la figura II.7 b) están graficadas las series temporales de anomalías en las temperaturas estacionales de la estratosfera inferior, basadas en globos y satélites. Se marcan la erupción del Agung (Indonesia), en 1963, del Chichón (México) en 1982, y del volcán Pinatubo (Filipinas) en junio de 1991 [TIE IPCC, 2007].

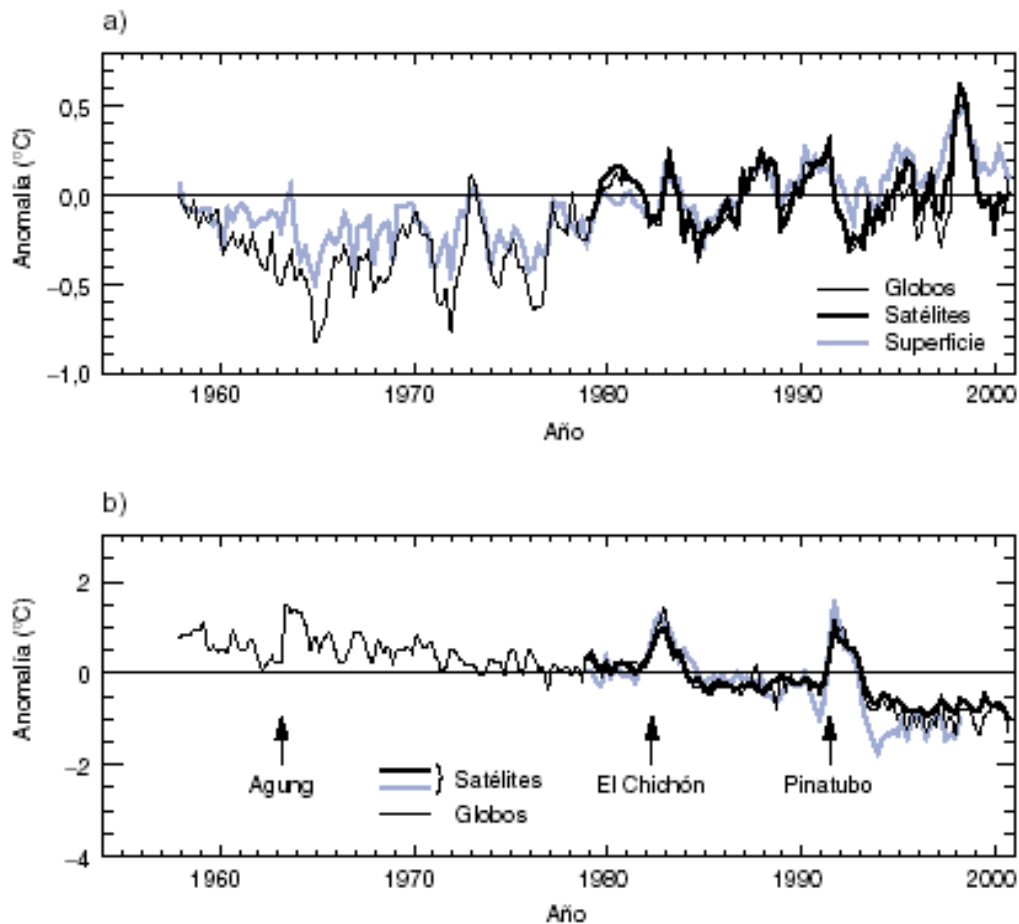


Fig. II.7 Anomalías de Temperatura. Tomado de Ídem.

Cambios observados en el Clima a partir del registro instrumental

De acuerdo al TIE del IPCC, se han observado cambios en algunos parámetros climatológicos como la temperatura, la precipitación, la capa de nieve, hielo terrestre y marino, la circulación atmosférica y oceánica, sin embargo es importante notar que estos cambios observados corresponden a un período de tiempo muy corto, a partir de la era de los datos instrumentales.

Temperatura

La temperatura media mundial de la superficie (es decir, el promedio de la temperatura del aire cerca de la superficie de la tierra y de la temperatura de la superficie del mar) ha subido desde 1861. Durante el siglo XX, el aumento ha sido de $0,6 \pm 0,2^\circ$. La mayor parte del calentamiento que se produjo en el siglo XX tuvo lugar en dos períodos: de 1910 a 1945 y de 1976 a 2000. Mundialmente, es muy

probable que los años noventa hayan sido el decenio más cálido y 1998 el año más cálido en el registro instrumental desde 1861 (TIE IPCC, 2001).

Precipitaciones

Es muy probable que las precipitaciones hayan aumentado de 0,5 a 1 % por decenio en el siglo XX en la mayoría de las latitudes medias y altas de los continentes del hemisferio norte y es probable que la cantidad de lluvia haya aumentado de 0,2 a 0,3% por decenio en las regiones tropicales (de 10°N a 10°S). Es probable que el vapor de agua total en la atmósfera haya aumentado en varios puntos porcentuales por decenio en muchas regiones del hemisferio norte. Los cambios en la nubosidad total sobre las regiones continentales en las latitudes media y alta del hemisferio norte indican un probable aumento en la capa de nubes, de un 2% desde principios del siglo XX, que ahora se ha demostrado que se correlaciona positivamente con disminuciones en el margen de variación de la temperatura diurna [Ídem].

Capa de nieve, hielo terrestre y marino

La reducción en la extensión de la capa de nieve y del hielo terrestre se mantiene correlacionada positivamente con el aumento de las temperaturas en la superficie terrestre. Los datos de los satélites muestran que es muy probable que haya habido disminuciones de un 10 % en la extensión de la capa de nieve desde finales de los años 60, y las observaciones en tierra muestran que es muy probable que haya habido una reducción de unas dos semanas en la duración anual de la capa de hielo en lagos y ríos en latitudes medias y altas del hemisferio norte durante el siglo XX [Ídem].

La extensión del hielo marino en primavera y verano en el hemisferio norte ha disminuido de 10 a 15% desde los años cincuenta. Es probable que haya habido una disminución del 40% en el espesor del hielo marino en el Ártico desde finales del verano hasta principios del otoño en los últimos decenios y una disminución considerablemente más lenta en el espesor del hielo marino en invierno [Ídem].

Nivel del mar

Según los datos aportados por los mareógrafos, el ritmo de aumento del nivel medio del mar en todo el mundo durante el siglo XX varía entre 1,0 y 2,0 mm/año, con un valor central de 1,5 mm/año. Desde la última glaciación hace unos 20.000 años, el nivel del mar en lugares alejados de las actuales y antiguas capas de hielo ha subido más de 120 m, como resultado de una pérdida de masa de esas capas de hielo [Ídem].

Circulación atmosférica y oceánica

El comportamiento de El Niño-Oscilación Austral (ENOA) ha sido atípico desde mediados de los años setenta, comparado con los cien años precedentes; los fenómenos ENOA en la fase cálida son relativamente más frecuentes, persistentes e intensos que la fase fría opuesta. Este comportamiento reciente del ENOA se refleja en variaciones en las precipitaciones y la temperatura en gran parte de las zonas tropicales y subtropicales del globo. Es probable que el efecto general haya sido una pequeña contribución al aumento en las temperaturas mundiales durante los últimos decenios. La Oscilación interdecenal del Pacífico y la Oscilación decenal del Pacífico están asociadas con la variabilidad climática decenal a multidecenal en la cuenca del Pacífico. Es probable que esas oscilaciones modulen la variabilidad del clima relacionada con el ENOA. Se están caracterizando otros factores de circulación importantes que afectan el clima en grandes regiones del globo. La Oscilación del Atlántico Norte (OAN) se vincula con la intensidad de los vientos del oeste sobre el Atlántico y en Eurasia extratropical. Durante el invierno, la OAN muestra oscilaciones irregulares en escalas temporales de interanuales a multidecenales. Desde los años setenta, la OAN invernal ha estado con frecuencia en una fase que aporta vientos del oeste más fuertes, que se correlacionan con el calentamiento de la estación fría en Eurasia. Nuevas pruebas indican que probablemente la OAN y los cambios en el hielo marino en el Ártico estén estrechamente ligados. Ahora se cree que la OAN forma parte de una oscilación ártica atmosférica de mayor escala que afecta gran parte del hemisferio norte extratropical. Ha habido una oscilación antártica semejante en una fase positiva acrecentada durante los últimos 15 años, con vientos del oeste más fuertes sobre los océanos meridionales [Ídem].

Variabilidad del clima y episodios meteorológicos y climáticos extremos

Los nuevos análisis muestran que en las regiones en que la precipitación total ha aumentado, es muy probable que haya habido aumentos más pronunciados aún en episodios de precipitaciones intensas y extremas. También ocurre lo contrario. En algunas regiones, sin embargo, los episodios intensos y extremos han aumentado a pesar de que las precipitaciones totales han disminuido o se mantienen constantes. Esto se atribuye a una disminución en la frecuencia de los fenómenos de precipitación. En general, es probable que para muchas zonas en las latitudes medias y altas, principalmente en el hemisferio norte, se hayan producido aumentos estadísticamente significativos en la proporción de precipitaciones anuales totales que corresponde a episodios de precipitaciones intensas y extremas. [Ídem]. En la Figura II.8 y II.9 se muestran las tendencias en los indicadores de temperatura (Figura II.8) y en los indicadores hidrológicos y relativos a las tormentas (Figura II.9), y también se indica la certeza de esos cambios [Ídem].

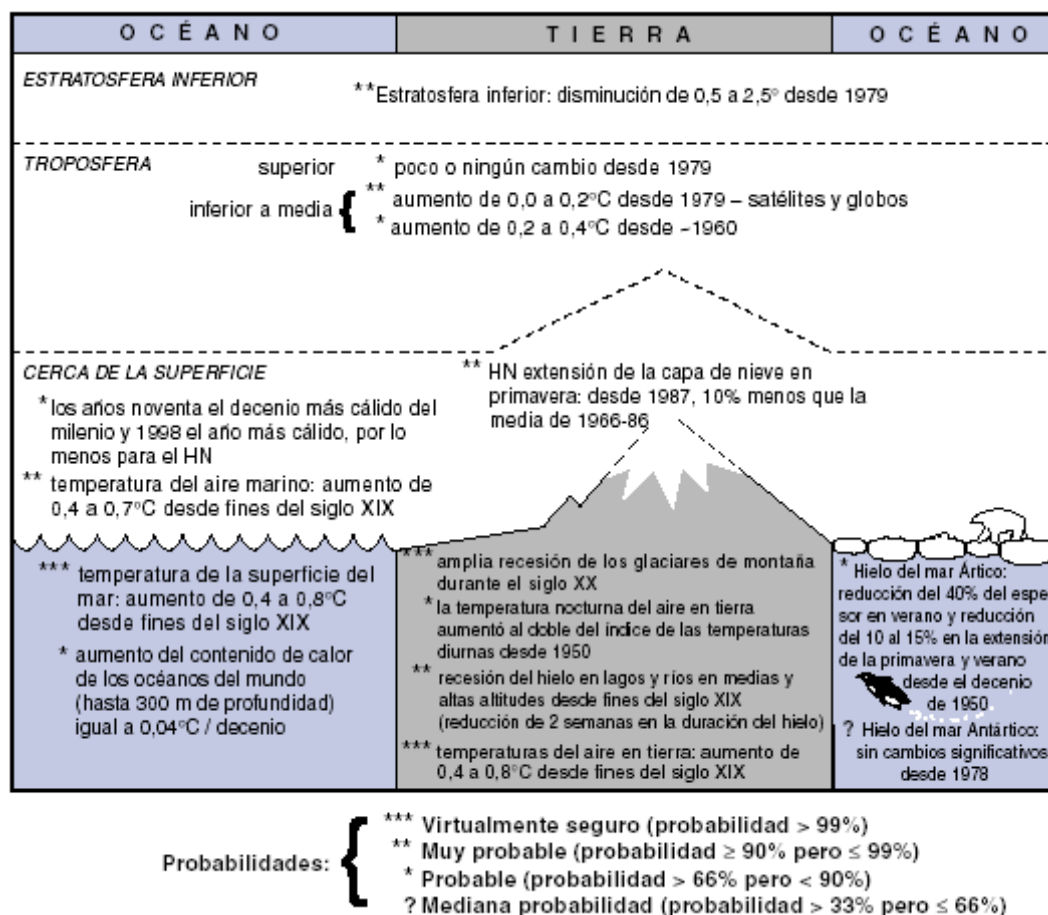


Figura II.8 Esquema de las variaciones observadas en los indicadores de temperatura. Tomado de Ídem.

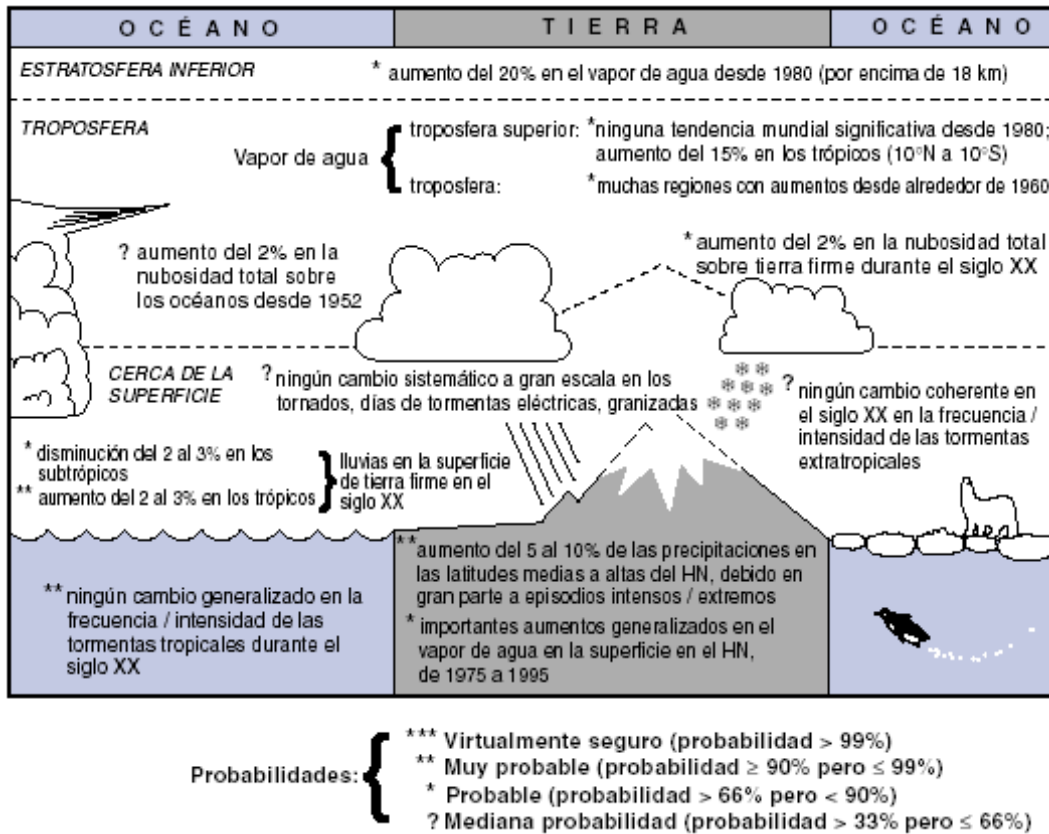


Fig. II.9 Esquema de las variaciones observadas en los indicadores hidrológicos y relativos a las tormentas. Tomado de Ídem.

Aspectos importantes del clima que no han cambiado

Algunas zonas del globo no se han calentado en los últimos decenios, principalmente ciertas partes de los océanos del hemisferio sur y partes de la Antártica. No parece haber tendencias significativas en la extensión del hielo marino del Antártico desde 1978, período para el que se dispone de medidas por satélite confiables.

Los cambios mundiales en la intensidad y frecuencia de las tempestades tropicales y extratropicales están dominados por las variaciones interdecenales y multidecenales y no hay tendencias significativas claras en el siglo XX. Los análisis contradictorios hacen difícil llegar a conclusiones definitivas acerca de la actividad de las tempestades, especialmente en las zonas extratropicales. No hay cambios sistemáticos en la frecuencia de los tornados, días de tormenta o granizadas en las zonas analizadas [Ídem].

Causas del Cambio Climático

Entre las causas naturales se encuentran las internas como lo es la actividad volcánica, y las externas como la actividad solar. Por otro lado están las causas antropogénicas, en donde el principal agente que se toma en cuenta son los Gases de Efecto Invernadero (GEI).

Las erupciones volcánicas son un ejemplo de un mecanismo de fuerza interno, que modifican el clima a escala planetaria y aunque su duración es muy corta su efecto puede durar años. No todas las erupciones tienen importancia climática; sólo las explosivas, que lanzan violentamente gran cantidad de material hasta la estratosfera, donde no hay lluvia que lo lave. Estos aerosoles, cenizas y polvo producto del volcán tardan años en caer por gravedad; mientras tanto forman un velo que atenúa la radiación solar y el clima se enfría unas décimas de grado [Garduño, 1994]. En 1991 se descubrió que la caldera Toba de Indonesia protagonizó la mayor explosión volcánica del Pleistoceno, hace justamente 75 ka. Este suceso lanzó al aire miles de km. de material. Las investigaciones sugieren que la etapa glacial llamada wisconsiniana, que comenzó hace 75 ka. y terminó hace 18 ka. fue causada por esa explosión, al inyectar a la estratosfera partículas y aerosoles que bloquearon los rayos solares, principalmente en el HN. Esta explosión de Toba —y el consecuente enfriamiento del planeta— fue mucho mayor que la del volcán Krakatoa en 1883 [Ídem].

Se han encontrado ciertas relaciones, tanto estadísticas como físicas, entre el clima terrestre y la actividad solar. El impacto de la actividad solar sobre nuestro planeta provoca la Actividad Geomagnética, la cual se manifiesta en forma de Tormentas Magnéticas y las subtormentas. Las auroras, son otra forma de manifestación, y son la respuesta de la atmósfera superior a los embates de la actividad solar; la actividad del Sol también genera una serie de perturbaciones de la atmósfera superior (a partir de la Estratosfera) [Mendoza, 2006].

De acuerdo al TIE del IPCC, las evaluaciones basadas en los principios de la física y las simulaciones de los modelos indican que es improbable que el forzamiento

natural pueda por sí solo explicar el calentamiento de la Tierra observado recientemente o los cambios observados en la estructura vertical de la temperatura de la atmósfera. La mayoría de las estimaciones de los modelos que tienen en cuenta tanto los GEI como los aerosoles de sulfatos, concuerdan con las observaciones correspondientes a los últimos 30 años. La máxima concordancia entre las simulaciones de los modelos y las observaciones de los últimos 140 años se produce cuando se incluyen tanto los factores antropógenos como los naturales (Figura II.10). En la fig II.10 b) puede verse que la inclusión de forzamientos antropógenos proporciona una explicación viable de una parte importante de los cambios de temperatura observados en el último siglo, pero la mejor correspondencia con las observaciones se logra al incluir tanto los factores naturales como los antropógenos (fig. II.10 c). Estos resultados muestran que los forzamientos incluidos son suficientes para explicar los cambios observados, pero no excluyen la posibilidad de que hayan intervenido también otros forzamientos [TIE IPCC, 2001].

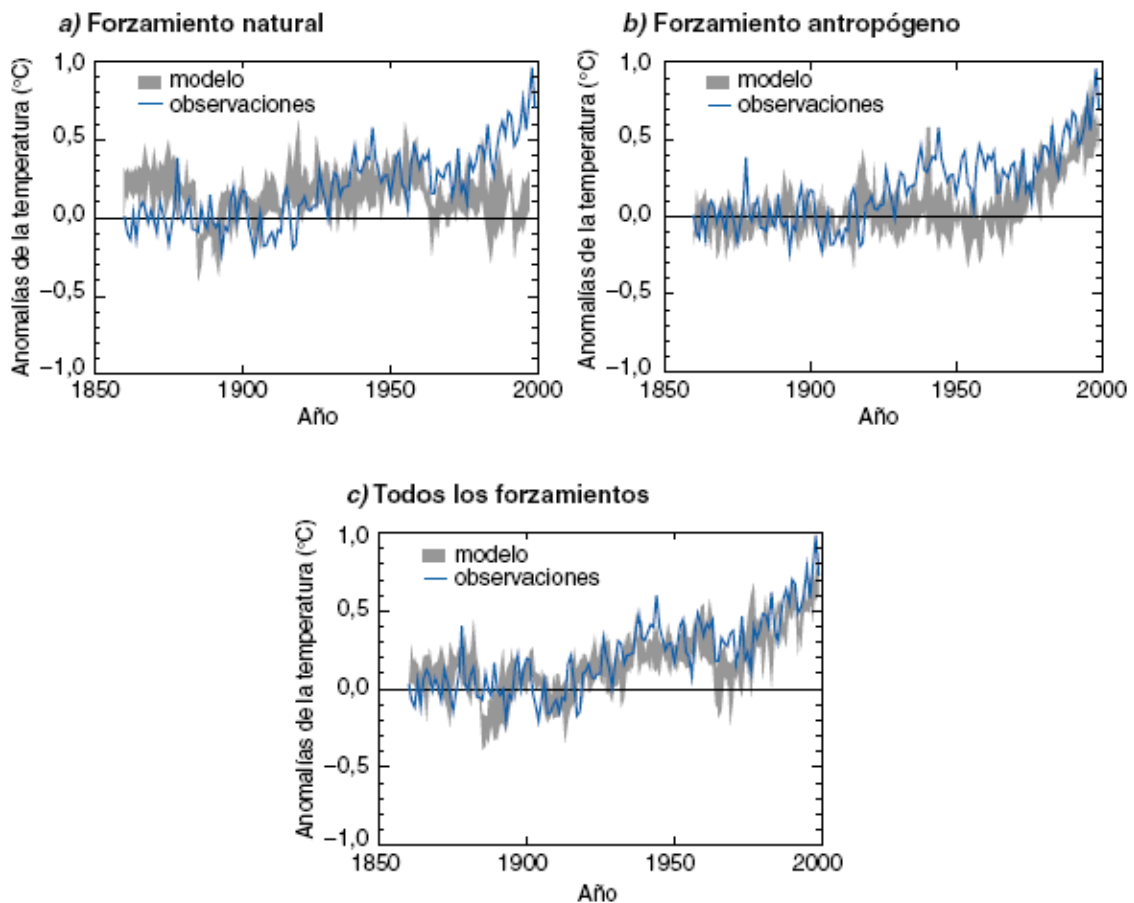


Fig. II.10 Temperaturas medias mundiales anuales simuladas. Tomado de Ídem.

Gases de Efecto Invernadero

En su Tercer Informe de Evaluación (TIE), el IPCC señaló que existen pruebas nuevas y más convincentes de que la mayor parte del calentamiento observado durante los últimos 50 años se puede atribuir a actividades humanas. [PNUMA y UNFCCC, 2005]

Las disposiciones de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático hacen referencia a todos los gases de efecto invernadero no incluidos en el Protocolo de Montreal de 1987 para la Protección de la Capa de Ozono. No obstante, en el Protocolo de Kyoto se hace hincapié en los seis siguientes componentes:

- Dióxido de Carbono (CO_2)
- Metano (CH_4)
- Óxido nitroso (N_2O)
- Hidrofluorocarbonos (HFC)
- Perfluorocarbonos (PFC)
- Hexafluoruro de azufre (SF_6)

Se estima que los tres primeros explican el 60, el 18 y el 6 por ciento, respectivamente, del efecto global de calentamiento mundial derivado de actividades humanas. Los HFC y PFC se utilizan como productos sustitutos de las sustancias que agotan la capa de ozono, como los clorofluorocarbonos (CFC), que se están eliminando gradualmente en virtud del Protocolo de Montreal. El SF_6 se utiliza en algunos procesos industriales y en el equipo eléctrico [Ídem].

III. RELACIÓN SOL-TIERRA

La influencia de la actividad solar en fenómenos climáticos terrestres es un tema de gran debate (Shindell et al., 2001; Haigh J., 2001) y es de gran importancia para la meteorología, climatología y para el cambio climático (Ogurtsov, 2002). Diferentes estudios relacionados con la actividad solar y temperaturas terrestres se ha reportado en los trabajos de Friis-Christensen and Lassen (1991), Beer and Stelmer (2000). Posibles relaciones entre la irradiancia solar y cambio climático se discuten en Reid (1991); Lean, Beer and Bradley (1995).

El Sol

El Sol es la estrella más cercana a la Tierra, es la fuente de energía que mantiene la vida en nuestro planeta. El estudio de los fenómenos solares es por lo tanto, fundamental para entender el comportamiento de gran parte del universo, incluyendo muchos fenómenos en la Tierra y su entorno cercano.

Estructura

Para simplificar su estudio, decimos que el Sol se divide en dos partes principales: El interior, que es imposible observar directamente; y la atmósfera que puede observarse directamente (aunque no a simple vista).

Interior

En el interior del Sol se encuentra prácticamente toda la materia que lo compone, para entender lo que pasa ahí se usan modelos teóricos, en combinación con observaciones indirectas, la descripción del interior del sol se realiza por medio de modelos estelares, estos se basan en principios físicos generales y debe estar sujeto a las observaciones disponibles, para el Sol se tienen las siguientes parámetros:

- 1.- La masa del Sol, $m_S = 1.9891 \times 10^{33} \pm 0.02\% g$.
- 2.- El radio solar, $R_S = 6.96 \times 10^{10} \pm 0.01\% cm$.
- 3.- La luminosidad solar, $L_S = 3.8515 \times 10^{33} \pm 0.01\% erg / s$.
- 4.- La edad del Sol se considera que es $4.52 \times 10^9 \pm 0.04\%$ años.
- 5.- Las abundancias de cada elemento, que se pueden medir por el espectro fotosférico encontrándose que el H constituye $\sim 75\%$, el He $\sim 24\%$ y $\sim 1\%$ de elementos más pesados.

La fuerza gravitacional de la materia que compone el Sol se concentra en su núcleo. La presión ($\sim 10^{11} atm$) y la temperatura ($\sim 10^7 K$) son tan altas que las interacciones nucleares se dan “naturalmente”. Toda la energía que emite el Sol se genera en esta región donde se llevan a cabo las reacciones nucleares que transforman Hidrógeno en Helio (fusión nuclear), en las que se pierde masa y se gana energía. Esta energía es suficiente para mantener el brillo actual del Sol por miles de millones de años [Cordero et al., 2007].

Cuando se habla de la energía emitida por el Sol nos referimos a la luz; más específicamente a ondas electromagnéticas. El Sol emite energía en todas las longitudes de onda; sin embargo, no emite la misma cantidad de energía en todas ellas. Aproximadamente el 40% de la energía emitida por el Sol está en la porción visible del espectro y 50% en el infrarrojo; casi todo el resto está en el ultravioleta. La emisión continua de rayos X y de ondas de radio del Sol es sumamente baja y sólo aumenta esporádicamente debido a la ocurrencia de ciertos eventos solares explosivos. [Bravo, 1997].

La presión fuera del núcleo es relativamente baja de tal forma que ya no se produce fusión nuclear pero es lo suficientemente alta como para no permitir movimientos de masa, solamente los fotones pueden moverse y aún así, éstos se mueven con mucha dificultad debido a que el camino libre medio es bastante pequeño. Un fotón tarda del orden de ~ 10 millones de años en atravesar una distancia equivalente a medio radio solar (en el vacío tardaría poco más de un segundo en recorrer la misma

distancia). De esta forma, en los primeros 0.7 radios solares (R_s) los fotones son los únicos que pueden transportar energía, obviamente, a esta región (de 0.25 a 0.7 R_s) se le llama zona de radiación [Cordero et al., 2007].

Al llegar a los 0.7 R_s la radiación ya no es un mecanismo eficiente de transporte de energía. La temperatura (y por tanto la presión) de los gases a esa distancia ha disminuido lo suficiente para generar un gradiente de temperatura tal que permite el movimiento macroscópico de masas o convección. A esta región se le llama zona convectiva y va desde 0.7 hasta 1 R_s [Ídem].

Fotosfera

La atmósfera solar comienza en la Fotosfera. La mayor parte de la energía que llega a la fotosfera desde las capas inferiores es radiada en longitudes de onda que corresponden a la parte visible del espectro. La temperatura es de 5700 °K. La fotosfera es una capa de aproximadamente 500 km. de espesor. Cuando se observa detenidamente, se ven unas regiones oscuras o manchas solares. Las manchas son la manifestación visible de enormes tubos de flujo magnético que cruzan la fotosfera desde la zona de convección hacia la atmósfera superior. Aparecen solas y con configuración magnética unipolar o en grupos con configuraciones dipolares o más complejas [Ídem].

La razón por la que una mancha es más fría que sus alrededores es el intenso campo magnético que poseen, del orden de miles de gauss. Mientras más grande es una mancha más intenso es su campo magnético: una mancha pequeña suele tener un campo de alrededor de 500 gauss, mientras que las grandes pueden alcanzar una intensidad magnética de 4 000 gauss. El campo de la Tierra es de 1/3 de gauss, y el campo general del Sol es del orden de un gauss [Bravo, 1997].

En la fotosfera solar parte del material se encuentra ionizado, por lo que el gas fotosférico es un buen conductor eléctrico. Los movimientos de los buenos conductores son fuertemente afectados por los campos magnéticos, al grado de que un campo magnético intenso puede impedir el paso de un fluido conductor. De

modo semejante, el enorme campo magnético de una mancha solar va a controlar el movimiento del material fotosférico en ella y de alguna manera, que no está aún perfectamente entendida, va a detener los movimientos de ebullición de este material, produciendo con ello un enfriamiento [Ídem].

A pesar de que la diferencia de temperatura entre el material dentro y fuera de las manchas es relativamente pequeña (cientos de grados) la radiación es menor dentro de las manchas y en contraste, estas se observan como regiones oscuras. Los tubos de campo magnéticos no se detienen en la fotosfera sino que se extienden hacia el resto de la atmósfera solar creando las llamadas regiones activas. La umbra es la parte más oscura en el centro de la mancha, en donde la magnitud del campo es más grande. Se encuentra rodeada de una región compuesta por filamentos oscuros llamada penumbra. En los grupos complejos la penumbra es compartida por varias manchas [Cordero et al., 2007].

Las ráfagas

Las ráfagas son enormes explosiones que suelen durar desde unos minutos hasta una hora o más y que pueden emitir en ese tiempo más energía que toda la radiación solar recibida en la Tierra en 300 años. Éstas ocurren en las regiones activas asociadas con las manchas, en especial con los grupos grandes de manchas, y aunque no está aún bien entendido el mecanismo físico que las dispara y que proporciona cantidades tan altas de energía, es seguro que tiene que ver con los intensos campos magnéticos de estas regiones. Las ráfagas sólo en muy rara ocasión se pueden observar en luz visible, dado que la explosión ocurre en la cromósfera y casi toda la energía se emite aquí y en la corona, que emiten principalmente en otras frecuencias. Sólo las ráfagas más intensas pueden calentar la superficie y entonces pueden observarse a simple vista. Al estallar una ráfaga se generan veloces nubes de plasma que se lanzan hacia la corona perturbándola y provocando otras emisiones de radio. Durante el estallido de una ráfaga se emiten partículas individuales muy energéticas, con velocidades muy cercanas a la velocidad de la luz. Estas partículas, llamadas rayos cósmicos solares, son principalmente protones y partículas alfa

(núcleos de hidrógeno y de helio), aunque también se observan algunos núcleos más pesados [Bravo, 1997].

Eyecciones de Masa Coronal

En la atmósfera solar también hay “nubes” pero estas se componen de plasma y campo magnético en lugar de vapor de agua. La frontera entre regiones de diferente polaridad forma una línea magnéticamente neutra. Sobre las fronteras magnéticas o líneas neutras el campo magnético toma formas muy complejas llamadas “cuerdas magnéticas” que se caracterizan porque las líneas de campo en su interior se han deformado formando estructuras helicoidales. En ocasiones estas cuerdas magnéticas suben hacia la corona y permanecen allí durante periodos de tiempo variables desde unas cuantas horas hasta algunas semanas. Se les llama filamento o prominencia. Cuando se observan en el disco se ven como cuerdas o filamentos oscuros en contraste con la cromosfera que es más brillante. En ocasiones los filamentos se desestabilizan bruscamente y lanzan hacia el medio interplanetario todo su material y el material coronal que se encuentra sobre de ellos produciendo lo que se conoce como una eyección de masa coronal (EMC) [Cordero et al., 2007].

Corona Solar

A una altura de unos $\sim 2\ 300$ km, la temperatura sube rápidamente desde unos 20000 K hasta alcanzar un valor de millones de grados, a esta región se le conoce como zona de transición en donde la densidad cae bruscamente y aumenta la temperatura a niveles extremos. Después de los 2300 km, las tasas de crecimiento en la temperatura y de decrecimiento en la densidad se reducen, a esta región la llamamos Corona solar, dado que en los eclipses solares se aprecia como una corona de pétalos blancos que rodea el disco solar. A temperaturas coronales (de millones de grados) los átomos se encuentran altamente ionizados y emiten principalmente en ultravioleta y rayos X [Ídem].

Hoyos Coronales

En contraste a las regiones brillantes de campo magnético cerrado, se encuentran las regiones oscuras como la que se ve en el polo norte solar. A estas regiones se les llama Hoyos Coronales y son regiones de campo magnético abierto. Es decir, las líneas de campo no se cierran inmediatamente, de hecho suponemos que se cierran en infinito (o al menos en la frontera de la heliosfera que se supone que se encuentra a unas 100 unidades astronómicas). Por lo tanto, el material coronal puede escapar fácilmente expandiéndose libremente hacia el medio interplanetario y formando lo que se conoce como viento solar. De los hoyos coronales salen haces de viento solar con velocidad más alta que en otras regiones (probablemente todo el viento solar sale de los hoyos coronales) de tal forma que cuando un hoyo coronal se encuentra en latitudes bajas y de frente a la Tierra, unos días después, su influencia se siente en los alrededores de la Tierra [Ídem].

Campo magnético. Rotación diferencial

El campo magnético solar de gran escala no parece estar disminuyendo con el tiempo, por el contrario, muestra cambios que sugieren que dentro del Sol, probablemente en la base de la zona convectiva, tiene lugar un proceso de dinamo, es decir, se genera campo magnético constantemente. Por ejemplo, el campo magnético de gran escala cambia cíclicamente entre una configuración dipolar y una configuración multipolar aproximadamente cada 5.5 años [Bravo, 1997].

El sol no rota como un cuerpo rígido, sino que el gas que se encuentra en latitudes ecuatoriales rota más rápido que el gas que se encuentra cerca de los polos. Este efecto se conoce como rotación diferencial. La rotación diferencial modifica la estructura del campo dipolar “estirando” las líneas de campo magnético en las latitudes bajas y dejándolas casi intactas en latitudes altas como se puede ver en la parte central de la figura III.1

Por otra parte, de forma similar a los huracanes en la Tierra, la fuerza de coriolis hace que el gas, y por lo tanto el campo que arrastra consigo, giren formando lazos o espiras de tubos magnéticos. Este es el llamado efecto del proceso de dínamo [Ídem].

En un periodo de aproximadamente 5.5 años, los efectos mencionados han deformado el campo magnético a tal grado que pasa de una estructura básicamente dipolar al inicio del ciclo a una estructura aproximadamente toroidal durante el máximo de actividad como se ve en los extremos izquierdo y derecho de la figura III.1 Después, el campo global sufre una reestructuración para alcanzar un estado de mínima energía y vuelve a tomar su forma dipolar. Durante el mínimo no hay campos magnéticos intensos en la superficie solar y durante el máximo los campos forman cinturones de “actividad” en las latitudes bajas [Ídem].

Con algunas variaciones, este proceso se ha repetido por mucho tiempo, y su manifestación más clara en el visible, es el cambio del número de manchas en el disco solar durante el ciclo. Este número aumenta conforme el campo se aleja de su forma bipolar hasta llegar a un máximo local en el momento en el que el campo toma su forma toroidal. Después de esto el número de manchas decrece rápidamente hasta llegar a desaparecer casi por completo. Este ciclo se repite aproximadamente cada 11 años [Ídem].

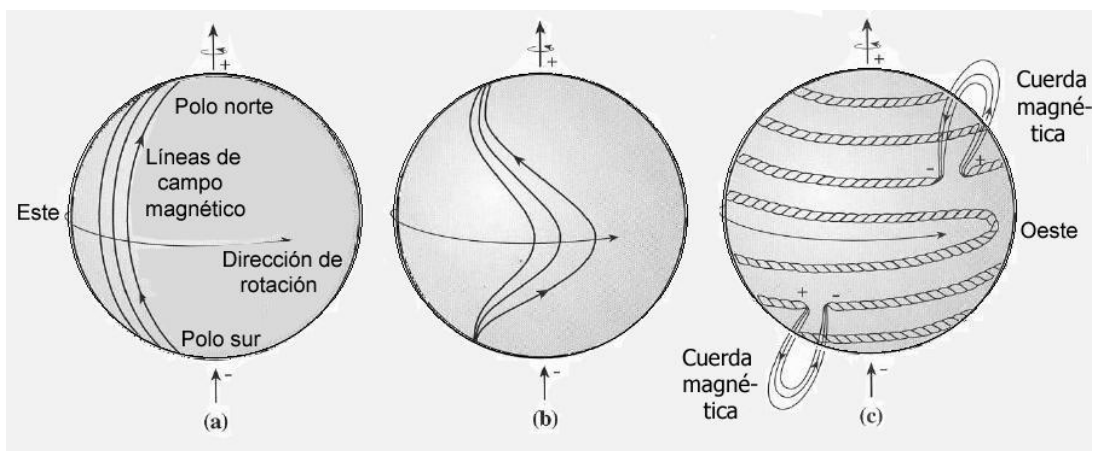


Figura III.1 Tubos de flujo magnético. Tomado de [Bravo, 1997].

Al principio de cada ciclo las manchas aparecen en latitudes relativamente altas (no más allá de 50 grados) y conforme pasa el tiempo las manchas aparecen a latitudes menores, acercándose al ecuador (aunque casi nunca alcanzan una latitud cero) hasta que desaparecen al final del ciclo. En el panel inferior de la figura se encuentra la gráfica del área de las manchas con respecto al tiempo para el mismo intervalo de once ciclos completos. Los ciclos no son regulares, ni en duración ni en número de manchas. Aparentemente, la actividad solar tiene también cambios con periodos mucho más grandes que el de 11 años [Ídem].

Periodicidades Solares

Hay épocas en que las manchas, ráfagas, protuberancias y todas las manifestaciones de actividad solar son muy numerosas, y otras en las que están prácticamente ausentes. El Sol no pasa de quieto a activo y de activo a quieto en forma azarosa, sino que sigue un ciclo bastante regular al cual se le llama ciclo de actividad solar o simplemente ciclo solar. La característica más evidente del ciclo solar, la más fácil de registrar y de la que se tienen observaciones más antiguas, es el número de manchas; fue precisamente el descubrimiento de la variación de este número lo que constituyó la primera evidencia de que algo en el Sol varía de manera periódica [Ídem].

Los ciclos de manchas solares no se repiten de igual forma ni en tiempo ni en números extremos de manchas. Hay ciclos que han durado alrededor de ocho años mientras que otros se han extendido hasta casi 16. El promedio de duración de un ciclo se estima en 11.2 años. Durante el mínimo, el Sol puede estar por completo libre de manchas aun durante semanas, aunque también es frecuente que se vean algunas pequeñas manchas durante este periodo. Cuando el ciclo llega a su máximo, se suelen observar varios grupos de gran tamaño conteniendo cada uno docenas de manchas. Pero también el número de manchas en el máximo varía de forma considerable habiendo ciclos que han tenido cinco o siete veces más manchas en el máximo que otros ciclos menos intensos. El último máximo registrado se observó en 1980 y ha sido uno de los mayores máximos. [Ídem].

Las primeras manchas de un nuevo ciclo aparecen en una franja alrededor de los 30 grados de latitud norte y sur, aunque en raras ocasiones han aparecido cerca de los 40 grados. Al pasar el tiempo, estas manchas desaparecen y surgen otras nuevas, pero ahora más cerca del ecuador solar, a latitudes menores tanto en el norte como en el sur. Conforme el ciclo progresa, las nuevas manchas que van apareciendo lo hacen a latitudes cada vez menores y durante el máximo del ciclo, cuando hay más manchas, éstas se encuentran alrededor de los 15 grados de latitud tanto norte como sur. Al final del ciclo, las manchas aparecen ya bastante cerca del ecuador, a una latitud aproximada de 8 grados en ambos hemisferios del Sol y en algunas ocasiones hasta 5 grados. No es raro que las manchas del inicio de un nuevo ciclo empiecen a aparecer a 30 grados de latitud cuando aún están presentes las últimas del ciclo anterior cerca del ecuador [Ídem].

Todos los grupos bipolares de manchas en el hemisferio norte tienen la misma alineación y en el hemisferio sur tienen la alineación contraria. Esto quiere decir que, en un hemisferio, todas las manchas de polaridad norte se encontrarán a la derecha de las manchas de polaridad sur, mientras que en el otro será al revés. Estas polaridades se invierten de un ciclo de manchas al siguiente. Así pues, las manchas del inicio de un nuevo ciclo se distinguen de las últimas del ciclo anterior no sólo por su latitud, sino también por su polaridad magnética [Ídem].

Esto quiere decir que además del ciclo de manchas de 11 años existe un ciclo magnético de 22 años. El campo magnético alrededor de los polos del Sol invierte su polaridad cada 11 años, cerca del máximo de manchas, y el polo sur magnético pasa a ser un polo norte y viceversa; después de otros 11 años ambos polos vuelven. El Sol invierte sus polos magnéticos en periodos muy cortos y en forma evidentemente asociada con los ciclos de manchas. Esta inversión no es instantánea ni simultánea, por lo que a veces ambos polos del Sol tienen la misma polaridad magnética durante un cierto tiempo; sin embargo, a largo plazo siempre se observa la inversión de polaridad magnética del Sol en forma recurrente [Ídem].

La oscilación torsional del Sol, también muestra una marcada asociación con el ciclo solar. En este movimiento torsional, la velocidad de rotación aumenta y disminuye en las diferentes zonas superficiales del Sol desde el ecuador hacia los polos. Pero el momento de máxima velocidad de rotación no es el mismo para todas las zonas del Sol, sino que varía con la latitud. La oscilación empieza más o menos al mismo tiempo en ambos polos del Sol y se va desplazando hacia el ecuador en un periodo de 22 años. Las manchas del nuevo ciclo surgen cuando el máximo de velocidad llega a los 30 grados de latitud norte o sur [Ídem].

El mecanismo que controla la evolución del ciclo solar es algo intrínseco del Sol mismo, y tiene que ver con su campo magnético y con su rotación diferencial. Si el Sol rotara todo junto, como un cuerpo sólido, es probable que no hubiera ningún ciclo de actividad y ésta permanecería más o menos constante sin manifestaciones violentas [Ídem].

Aparte del ciclo de 11 años se puede inferir otros de período más largo. Si se toma el número de manchas máximo de manchas de cada ciclo con respecto al tiempo, los máximos del número de manchas presentan una periodicidad aproximadamente de 120 años, este es llamado Ciclo de Gleissberg [Velasco y Mendoza, 2007].

De los análisis llevados a cabo por diferentes investigadores sobre la variación en el número de manchas solares, también se ha observado que existen ciclos adicionales de: 1.3, 1.7, 2.1, 3, 5.4, 7 y 8 años. Algunos de estos ciclos se pueden relacionar claramente con fenómenos específicos de la actividad solar, para otros la causa no es clara. Por ejemplo el de 1.3-1.7 años está relacionado con el transporte de energía en la zona convectiva del Sol [Mendoza, 2006].

Las periodicidades de término medio, es decir variaciones entre 1 y 2 años, fueron identificadas primeramente en el flujo de rayo cósmico galáctico (GCR). Kolomeets, Mukanov y Shvartsman (1973) reportan una variación de 2 años en GCR. Más tarde, Attolini, Cecchini y Galli (1987) encontraron una inversión de fase de esta variación que ocurre alrededor del máximo solar. Ellos propusieron que esta variación podría ser debido al estado de polaridad magnético de la cavidad interplanetaria en vez de

la actividad solar, pero que también podría tener un origen geomagnético o atmosférico.

Valdés-Galicia, Otaola y Pérez-Enríquez (1996) encontraron una variación de GCR con una cuasi periodicidad de 1.3 y de 1.7 años, que alternaba durante los ciclos solares. Esta periodicidad es el pico más importante de la potencia espectral de la serie de GCR, una vez que la variación de 11 años es filtrada.

Estas fluctuaciones y su comportamiento alterno en ciclos solares fueron confirmados más tarde con datos de monitores de neutrones y de telescopios de muones, en Tierra y con datos satelitales (Mursula y Zieger, 1999; Kudela et al., 2002; Mavromichalaki et al., 2003; Kato et al., 2003; Kane, 2003).

Las variaciones de término medio también fueron encontradas en fenómenos solares e interplanetarios como es el área de hoyos coronales (McIntosh, Thompson, y Venkatesan, 1992), velocidad del viento solar (Richardson et al., 1994; el Mursula y Zieger, 2000) y en una serie del índice geomagnético aa (Mursula, Zieger, y Vilppola, 2003).

El comportamiento de estas cuasi periodicidades de término medio parece estar presente sólo durante tiempos de actividad solar alta y desaparecen cuando la actividad solar disminuye. Esto sugiere que posiblemente estas periodicidades puedan estar estrechamente unidas con el dínamo solar.

Makarov y Sivaraman (1989) encontraron que durante las inversiones de campo magnético solares, la polaridad magnética de las regiones polares alternó con un período de 1.5-2.5 años.

Stenflo y Guedel (1988) también encontraron una periodicidad de 2 años en la distribución de campos magnéticos solares. Este permitió que Benevolenskaya (1991) postulara que las inversiones de polaridad de los campos magnéticos solares pueden ser el resultado de una frecuencia baja (20 años) y frecuencia alta (1.7–2.5).

Las variaciones solares de término medio no siempre se comportan de acuerdo a resultados de Mursula, Zieger y Vilppola (2003). Esto podría significar que la fuerza del dínamo solar varía con el tiempo. Además los autores citados publican haber descubierto un precursor que anuncia a un dínamo solar debilitado, ligeramente antes de que los ciclos de mancha solar fueran débiles. Lamentablemente este no puede ser confirmado vía la variación de GCR, ya que las series de tiempo no se extienden más allá de los años 1950 y los datos de los isótopos cosmogénicos no tienen la resolución requerida para encontrar estas frecuencias (Beer, 2003). Sin embargo parecería que la respuesta a una disminución del dínamo solar, no son las periodicidades de término medio sino las periodicidades largas o seculares (mayores de 100 años).

Diferentes ciclos de período largo de la actividad solar se han reportado utilizando datos solares directos, por ejemplo Li (2005), usando diferentes funciones madres wavelet en el número de mancha solares de 1749 a mayo 2004 y en el grupo de manchas solares mensuales de 1795 a diciembre de 1995 reporta: 111.9, 108, 107.7, 102.3, 103.5, 103.7 años, Frick (1997), analizando el grupos de manchas solares entre 1610-1994 y utilizando la transformada wavelet reporta una periodicidad aproximadamente de 100 años, Ogurtsov (2002), utilizó la transformada Wavelet y la transformada de Fourier de datos históricos de manchas solares, reporta 128 y 126 años. Si en las periodicidades de término medio se han encontrado los valores de 1.3 y 1.7 como las principales periodicidades, en los periodos seculares no hay nada claro, la periodicidad más famosa es la de Glaisber, que oscila entre 80 (88, 90) años, sin embargo en un trabajo reciente de Velasco et al., (2007) demuestra la inexistencia de esta periodicidad, además Velasco reporta una periodicidad de 120 años que puede ser una de de las más importantes de las periodicidades magnéticas solares, que influyen en el cambio climático.

Irradiancia Solar

La fuente fundamental de toda energía en el sistema climático de la Tierra es la radiación del Sol. Por lo tanto, la variación en la energía solar es un agente de

forzamiento radiativo, aunque esta radiación no ha sido constante a lo largo del tiempo, sino que tiene variaciones debido a diferentes fenómenos [Mendoza, 2006].

El Sol emite varios productos que impactan a nuestro planeta, siendo la irradiancia o radiación solar la más estudiada a lo largo del tiempo, ya que es la fuente de vida en nuestro planeta y la moduladora del clima. La irradiancia solar se define como el flujo de energía solar en todo el rango de longitudes de onda que llega a la parte superior de la atmósfera terrestre [Ídem].

La energía emitida por el Sol casi no varía, por eso se denomina constante solar. Siendo tan pequeñas estas variaciones, los instrumentos antiguos eran incapaces de detectarlas; pero las medidas modernas han demostrado que tal "constante" en realidad cambia [Garduño, 1994]. Su valor es aproximadamente 1367.2 W / m^2 .

Las variaciones que muestra la irradiancia solar pueden ir de minutos a horas debido a la granulación, la meso y supergranulación, presenta variaciones de 5 minutos asociadas a oscilaciones del interior solar, variaciones de pocos días a semanas del orden de 0.3%. Las manchas solares son la principal causa. También se observa un aumento entre el mínimo y el máximo de $\sim 0.1\%$ [Mendoza, 2006].

Entre 1967 y 1980 la radiación solar aumentó 0.03% cada año y durante los ochenta disminuyó en 0.02% anual [Garduño, 1994].

Reid (1990) utilizó los datos publicados por Fröhlich, basadas en mediciones de globos, de estas mediciones él concluyó que hubo un cambio correspondiente a la constante solar de 1968 a 1978 de 4 W/m^2 que es un 0.3% del total de la energía. Foukal y Lean (1990) construyeron un modelo de la variación de la irradiancia solar total entre 1874 y 1988, en el cual encontraron una variación de 1.1 W/m^2 , que es consistente con los resultados de Reid.

En la Figura III.2 se muestra el espectro de la irradiancia solar incidente en la cima de la atmósfera. Tiene un máximo cerca de los 500 nm y decrece casi seis órdenes de magnitud en los rayos X (que no se ven en la figura) y en las regiones de radio.

Alrededor del 50% de la irradiancia solar se emite en el visible y cercano infrarrojo entre los 400-800 nm, mientras que entre los 300 y 10 000 nm esta el 99%. Estas regiones del espectro son radiadas principalmente por la Fotosfera solar en donde se encuentran las manchas solares y las fáculas. El espectro en longitudes de onda mayores y menores que las mencionadas se origina en los niveles superiores de la atmósfera solar [Mendoza, 2006].

Al ingresar en la atmósfera terrestre la irradiancia solar sufre absorciones dependiendo de la capa atmosférica en la que incide. Todas las longitudes de onda menores a 300 nm son absorbidas de la Estratosfera hacia arriba, mientras que la radiación en el visible y en el cercano UV llega hasta la Troposfera. En la Figura III.2, el espectro incidente en la cima de la atmósfera se compara con el recibido en la superficie terrestre (marcado con 0 km). Se observa que hay una considerable absorción en el ultravioleta y cercano infrarrojo debido al O_2 , O_3 , H_2O y CO_2 atmosféricos [Ídem].

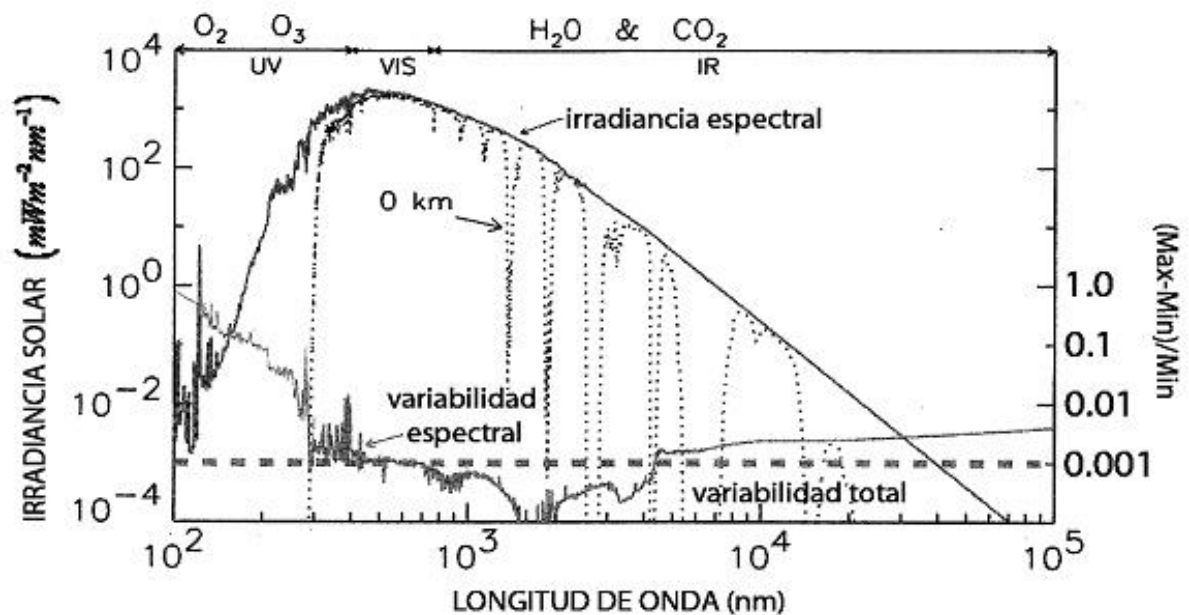


Fig. III.2. Espectro de la irradiancia solar en el tope de la atmósfera. También se observan las variaciones de la misma. Tomada de Mendoza, 2006.

Para estudiar la actividad del sol en el pasado se hace uso de registros históricos, aunque estos proporcionan información de periodos de tiempo muy corto, así que para poder reconstruir el tiempo antes del que el hombre dejara estos testimonios existen otro tipo de registros estos son los isótopos cosmogénicos [Ídem].

Indicadores históricos de la actividad solar

Los indicadores históricos se refieren a escritos que ha dejado el hombre acerca de diferentes eventos observados en el Sol, los cuales indican la variabilidad de este a partir de diferentes fenómenos como lo son la descripción de la forma de la corona solar, la observación de manchas solares y las auroras [Ídem].

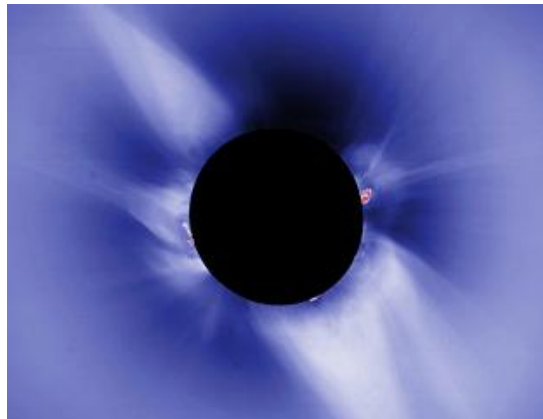


Fig. III.3 Corona solar en el mínimo de actividad solar. Tomado de Ídem.

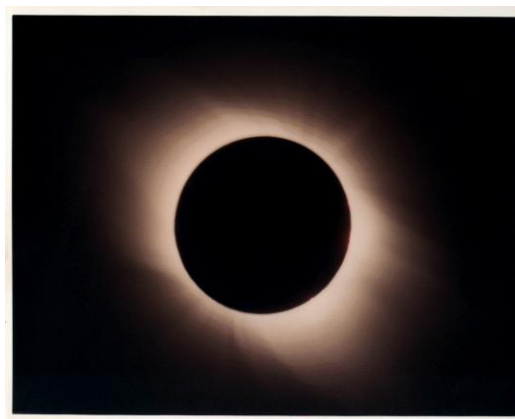


Fig. III.4 Corona solar en el máximo de actividad solar. Tomado de Ídem.

La forma de la Corona varía con la actividad del Sol, En el mínimo, la corona presenta unas estructuras que semejan dos pétalos (figura III.3), estos son llamados cascos coronales, y en el máximo la corona se observa muy brillante y homogénea figura III.4. La fuente más antigua de los registros directos de la historia de la actividad solar, son las manchas solares, ya que se pueden observar a simple vista. Las manchas solares son zonas que se ven oscuras debido a que la temperatura dentro de las manchas es menor que fuera de ellas. Rodeando a las manchas se encuentran regiones muy brillantes llamadas fáculas las cuales poseen fuertes campos magnéticos que retienen temporalmente el calor que fluye del interior del Sol hacia la fotosfera. De esta forma el Sol emite más energía cuantas más manchas solares haya en un momento determinado.

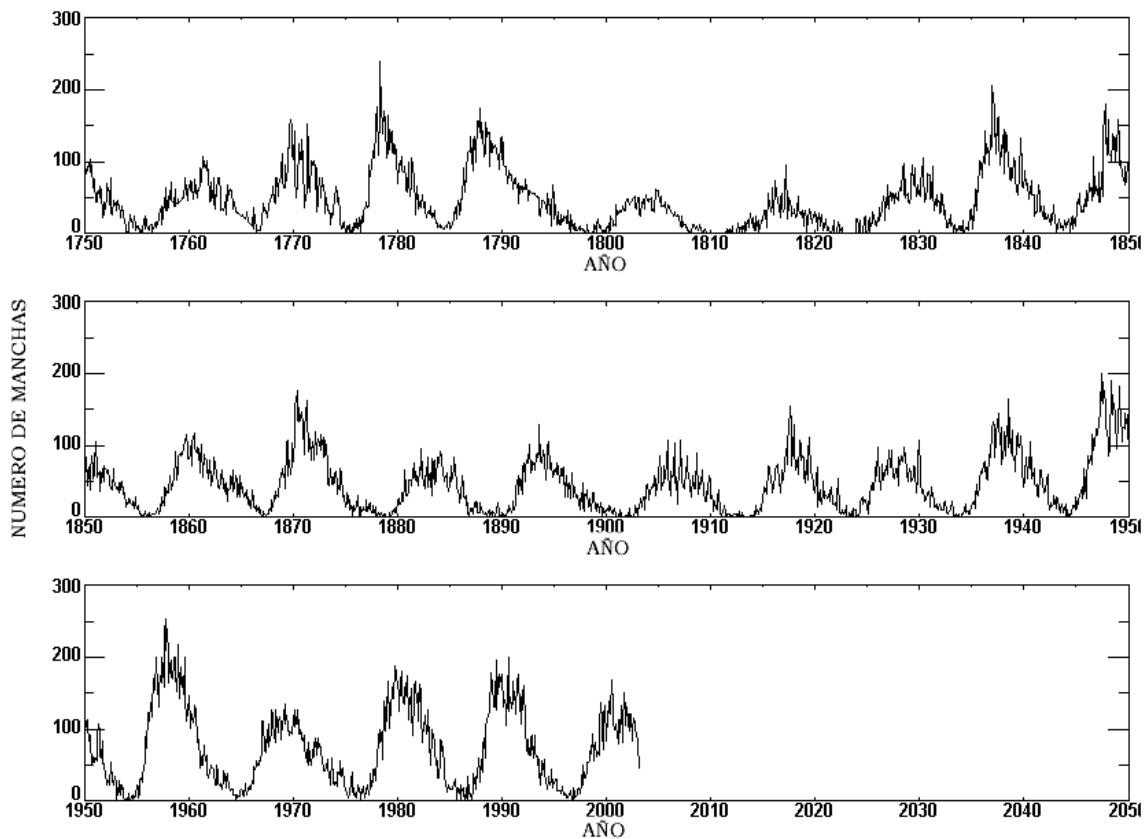


Fig. III.5. Promedios mensuales del número de manchas solares. Tomada de Ídem

En la figura III.5 se puede apreciar el número de manchas solares promedio por mes desde 1750 a 2003. Entre mínimo y mínimo (o entre máximo y máximo) de este número de manchas, transcurren aproximadamente once años. Los ciclos solares se consideran de mínimo a mínimo de manchas solares. Podemos observar

que entre los años 1645 y 1715, sólo se registraron unas cuantas esporádicamente. Esta ausencia de manchas solares se conoce como el mínimo de Maunder (en honor a su descubridor, el inglés Walter Maunder). Otro mínimo se observa de 1795 a 1825, a este se le dio el nombre de Mínimo de Dalton [Ídem].

En la figura III.6 podemos ver como el número de auroras sigue cercanamente al número de manchas solares. Por tanto, el estudio de los registros aurorales es un medio para estudiar las variaciones en la actividad del Sol [Ídem].

Durante los 70 años del mínimo de Maunder, no se observó ninguna aurora boreal y las primeras que fueron vistas después de 1715, alarmaron enormemente a los nórdicos, pues nadie había visto una en su vida. Junto con el mínimo de Maunder se presentó una alteración del clima, la llamada Pequeña Era Glacial, documentada principalmente en Europa. Durante esas siete décadas las heladas y nevadas invernales se iniciaban con varias semanas de anticipación y persistían más de lo habitual, y en varios inviernos se congelaron ríos como el Támesis, lo que no se había registrado antes, ni después. [Garduño, 1994].

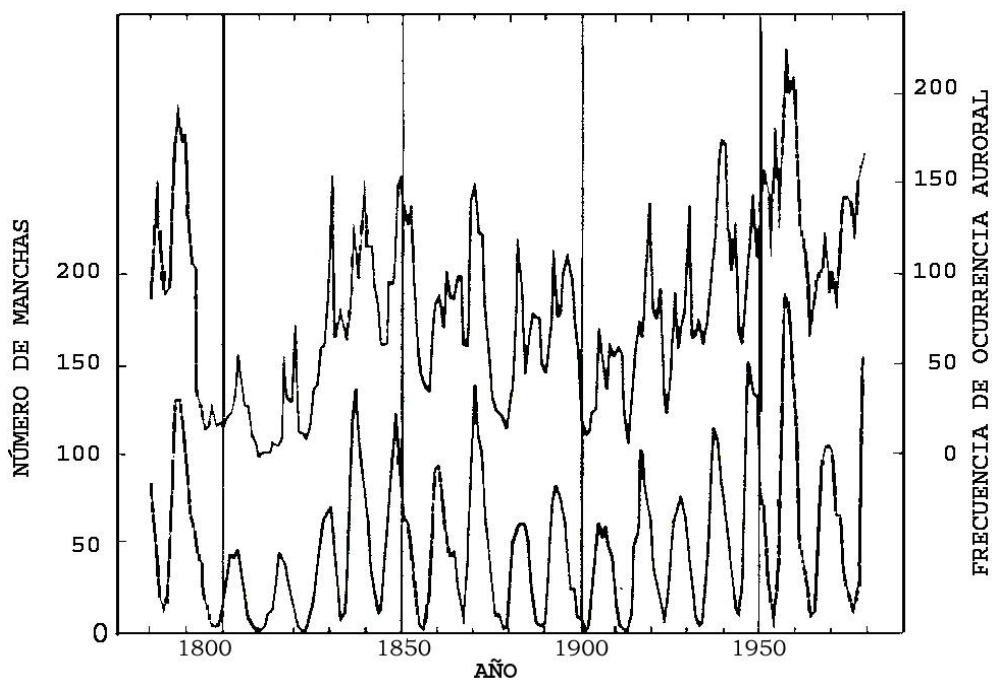


Fig. III.6 Variación de la frecuencia auroral (curva superior) y las manchas solares (curva inferior). Tomada de Ídem.

Isótopos Cosmogénicos

Las irregularidades del campo magnético interplanetario actúan como obstáculo al flujo de los rayos cósmicos. Durante el máximo de actividad solar el campo magnético presenta muchas irregularidades y por tanto menos rayos cósmicos penetran en nuestro planeta. En el mínimo la situación es la opuesta [Mendoza, 2006].

Una vez que las partículas que forman los rayos cósmicos ingresan en nuestra atmósfera, interaccionan con los núcleos atómicos ahí presentes produciendo una gran variedad de otros núcleos llamados cosmogénicos por haber sido generados por partículas del cosmos exterior a nuestro Sistema Solar. Muchos de estos núcleos son isótopos radiactivos.

Después de que los radioisótopos son producidos, siguen el movimiento de las masas de aire convertidos en gases, tal es el caso del C^{14} , o se adhieren a partículas de tamaño de micras, los denominados aerosoles, tal es el caso del radioisótopo Be^{10} . Estos isótopos bajan hasta la parte inferior de la atmósfera, la que está en contacto con los seres vivos. Una vez allí, los isótopos adheridos a los aerosoles se incorporan al suelo por medio de la lluvia, mientras que los gases se depositan directamente en el mar.

Los isótopos con mayores razones de producción son: C^{14} , Be^{10} y Be^7 que interaccionan principalmente con el Nitrógeno atmosférico, los berilios también interaccionan con el oxígeno; el Al^{26} y el Cl^{36} interaccionan con el Argón; finalmente el I^{129} interacciona con el Uranio y el Xenón atmosféricos. Para poder hacer uso de la información que nos pueden proporcionar los isótopos cosmogénicos tenemos que encontrar lugares donde esté almacenada esta información [Ídem].

Algunos periodos de máxima y mínima actividad solar en el pasado a partir de la concentración de C^{14} en los anillos de los árboles. Tomada de Mendoza, 2006.

Evento	Duración aproximada
Máximo sumerio	2720-2610 a.c.
Máximo piramidal	2370-2060 a.c.
Máximo de Stonehege	1870-1760 a.c.
Mínimo egipcio	1420-1260 a.c.
Mínimo homérico	820-640 a.c.
Mínimo griego	440-360 ac.c.
Máximo romano	20 a.c.-80d.c.
Mínimo medieval	640-710 d.c.
Máximo medieval	1120-1280 d.c.
Mínimo de Sporer	1400-1510 d.c.
Mínimo de Maunder	1640-1710 d.c.
Mínimo de Dalton	1795-1825 d.c.
Máximo moderno	Empezó en 1800

Estos lugares o archivos son las capas polares y glaciares donde se deposita principalmente el Be^{10} y el Cl^{36} , los sedimentos de las profundidades marinas y los lagos donde los isótopos de Be^{10} (figura III.7), el Al^{26} y el O^{18} llegan al mar directamente por la precipitación de los aerosoles a los cuales están adheridos o por el viento y los ríos que transportan los aerosoles de los continentes hacia el mar o hacia grandes lagos; los anillos de los árboles debido a que durante la fotosíntesis, el CO_2 atmosférico y el agua son absorbidos por los vegetales y dado que el CO_2 contiene C^{14} el análisis de su abundancia en las diferentes capas de los anillos de los árboles que se van formando anualmente permite estudiar indirectamente el flujo de los rayos cósmicos, en las plantas el C^{14} producido por los rayos cósmicos en forma de bióxido de carbono es absorbido y preservado como celulosa, otra fuente de información son los meteoritos caídos en la Tierra, los cuales son expuestos a los rayos cósmicos en el medio interplanetario [Ídem].

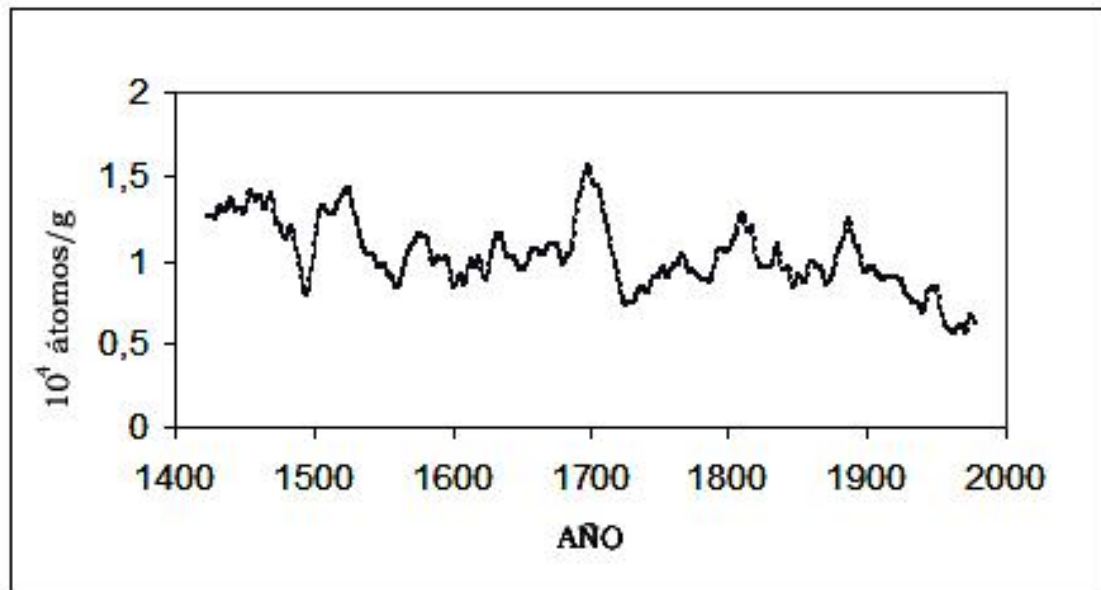


Fig. III.7. Variaciones del Be^{10} . Tomada de Ídem.

Correlaciones con el ciclo solar.

Las temperaturas globales parecen estar correlacionadas a largo plazo positivamente con la actividad solar: periodos largos de frío coinciden con los de mínima actividad solar y viceversa (Fig. III.8). Notamos que a partir de 1900 ha habido un notable incremento de temperatura en comparación con el siglo 19. En promedio la temperatura se ha elevado 0.5°C . Este incremento, se atribuye a las emisiones de gases de invernadero producidas por la actividad industrial. Sin embargo, entre 1940 y 1970 se observa un decremento de la temperatura, siendo que la emisión de CO_2 a partir de 1900 ha ido siempre en ascenso. Este decremento se ha tratado de explicar por el aumento en aerosoles antropogénicos que contribuyen a disminuir la temperatura. A partir de 1970 la temperatura ha vuelto a incrementarse. Por otro lado la misma figura nos muestra que la variación en la actividad solar ha seguido cercanamente a las variaciones de la temperatura. Aunque el efecto antropogénico está indudablemente presente, el efecto de la actividad solar también debe tomarse en cuenta cuando se aborda el problema del calentamiento global [Ídem].

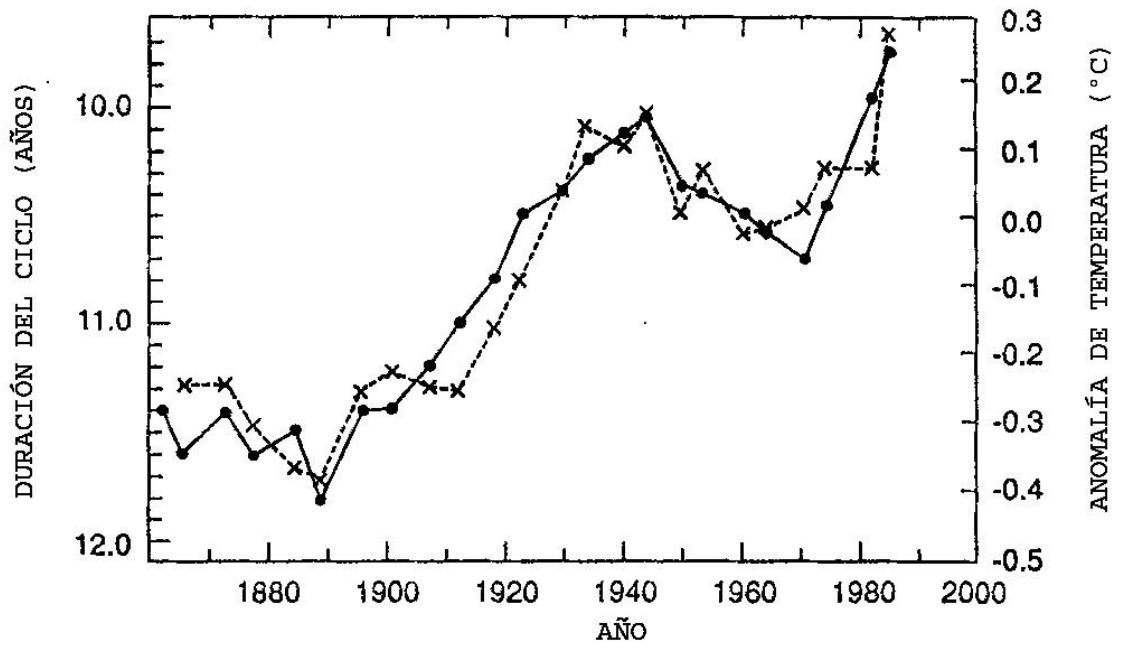


Fig. III.8 Temperatura promedio del hemisferio Norte (línea punteada) y actividad solar (línea continua). Tomada de Ídem.

IV. TEORÍA DE WAVELET

Existe un gran número de herramientas que se han desarrollado para el análisis de señales, la más utilizada es la Transformada de Fourier, sin embargo existen otros métodos que permiten realizar el análisis de señales desde otra perspectiva, surgidas principalmente ante la necesidad de poder analizar señales que no se comportan en forma estacionaria. Estas señales provienen de diferentes áreas de investigación, tales como medicina, sismología, geología, electrónica, etc.

El Análisis Wavelet está llegando a ser una herramienta común para el análisis de variaciones de potencia en una serie de tiempo. Al descomponer una serie de tiempo en el espacio tiempo-frecuencia, uno puede determinar ambos modos dominantes de variabilidad y cómo estos modos varían en el tiempo. La transformada wavelet ha sido usada por numerosos estudios en geofísica por ejemplo convección tropical (Weng and Lau 1994), El Niño-Oscilación del sur (ENOA; Gu and Philander 1995; Wang and Wang 1996), los frentes fríos atmosféricos (Gamage and Blumen 1993), la temperatura del centro de Inglaterra (Baliunas et al. 1997), la dispersión de las ondas oceánicas (Meyers et al. 1993), el crecimiento de la onda y rompimiento (Liu 1994), y las estructuras coherentes en los fluidos turbulentos (Farge 1992), estudios solares (Mendoza et al., 2006, 2007) y en las relaciones Sol-Tierra (Velasco y Mendoza, 2007).

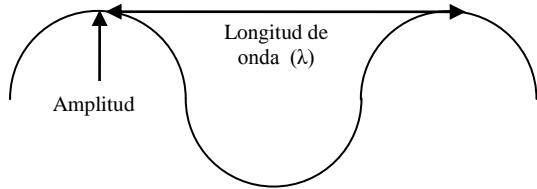
Señal

Una señal es el concepto generalizado de función, lo podemos ver como:

Serie de tiempo

Imagen

Tiene 2 características importantes, la longitud de onda y la amplitud.



$\lambda = c\tau$	$\tau = c/f$
λ longitud de onda	τ período
c velocidad de la señal	f frecuencia

Al realizar mediciones de distintos parámetros lo que se obtiene es lo siguiente:

$$U = s + n$$

Donde

U = Ecuación de observación

$s \approx S_r$ (Señal)

n = Ruido

Tipos de ruido

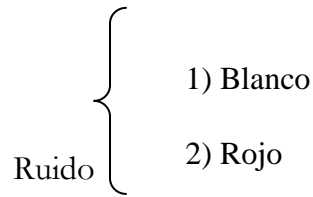
El ruido se puede clasificar respecto a varios parámetros, dos de ellos son la amplitud y la potencia.

Clasificación de acuerdo a la amplitud

Ruido {
 1) Multiplicativo
 2) Aditivo

El ruido multiplicativo crece en relación a la amplitud de la señal, el aditivo crece independiente de la señal.

Clasificación de acuerdo a la potencia



Señal estacionaria

Una señal estacionaria, es aquella cuyo contenido de frecuencias no cambia en el tiempo, por lo cual no se necesita saber en que instante de tiempo existen esas componentes de frecuencias, ya que todas las componentes de frecuencia están presentes en todo el instante de tiempo [Polikar, 2001].

Por ejemplo la siguiente señal:

$$x(t) = \cos(2\pi \cdot 10t) + \cos(2\pi \cdot 25t) + \cos(2\pi \cdot 50t) + \cos(2\pi \cdot 100t)$$

es una señal estacionaria cuyas frecuencias de 10, 25, 50, y 100 Hz. están presentes en cualquier instante, como se ilustra en las figuras IV.1 y IV.2.

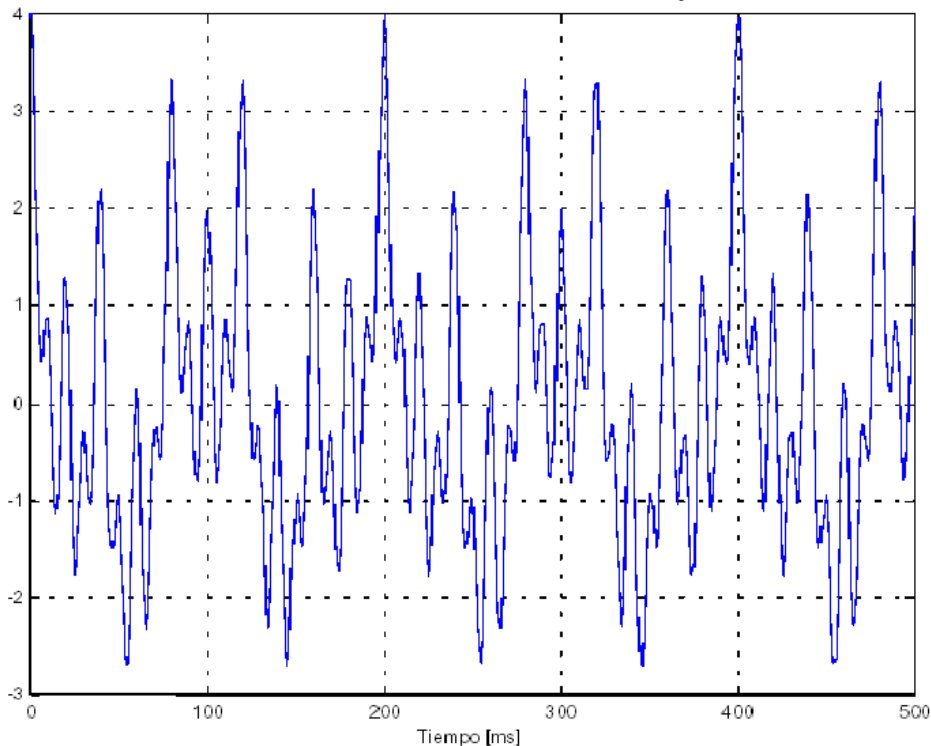


Fig. IV.1 Señal estacionaria con contenido de 10, 25, 50 y 100 Hz.

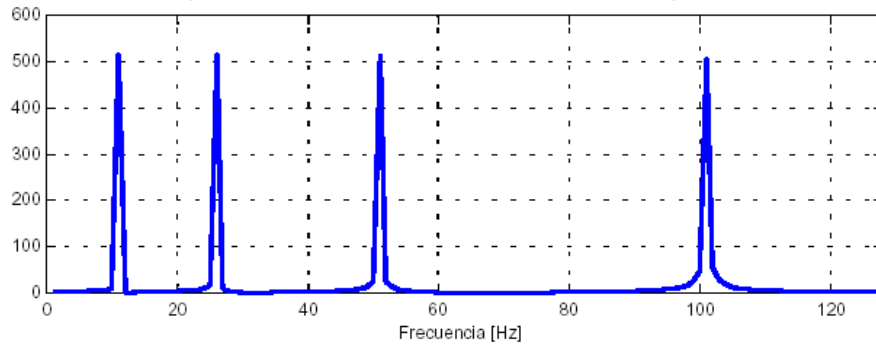


Fig. IV.2 Espectro de frecuencias de la señal de 10, 25, 50 y 100 Hz.

Transformada de Fourier

Las transformaciones matemáticas suelen aplicarse a las señales para obtener información que no es posible extraer de la señal original. El operador más común es la Transformada de Fourier

$$F[S] \longrightarrow G[f] \quad \text{a } G[f] \text{ se le llama espectro}$$

Para poder aplicar Fourier se deben de cumplir las siguientes dos condiciones:

1) **S debe ser estacionaria**

2) **Energía** $= \int_{-\infty}^{\infty} |S|^2 dt < \infty$; La energía es un número finito, en otras palabras la señal S debe pertenecer al espacio de Hilbert.

Si una de las dos condiciones no se cumple, estrictamente no se puede aplicar Fourier.

La transformada de Fourier se define como:

$$F s(t) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega t} s_w(t) dt \quad (1)$$

Lo que quiere decir que de $-\infty$ a ∞ las frecuencias ω de $e^{-i\omega t}$ y ω de $s(t)$ está presente en todo el intervalo de tiempo.

Producto escalar de señales

El producto escalar entre dos números está definido como:

$$\vec{a} \cdot \vec{b} = (\vec{a}, \vec{b}) = \sum_{i=1}^n a_i b_i = a_1 b_1 + a_2 b_2 + \dots + a_n b_n \quad (2)$$

Donde a y b son señales.

Para señales continuas el producto escalar se define como:

$$[f(t), g(t)] = \int_{\alpha}^{\beta} f(t) g^*(t) dt \quad (3)$$

Para señales discretas está definido de la siguiente manera:

$$[f(t), g(t)] = \sum_{i=0}^n f_i g_i^* \Delta t \quad (4)$$

Fourier es un caso particular del producto escalar de dos funciones:

$$\begin{array}{c}
 [s_w(t), e^{i\omega t}] = \int_{-\infty}^{\infty} s_w(t) e^{-i\omega t} dt \\
 \downarrow \qquad \downarrow \\
 [f(t), g(t)] = \int_{\alpha}^{\beta} f(t) g^*(t) dt
 \end{array} \quad (5)$$

Si dos vectores son perpendiculares:

El producto escalar entre ellos es cero y

Son linealmente independientes.

En Fourier, las bases en el espacio de W son $w_1, w_2, w_3, \dots, w_n$, cuando estas frecuencias son diferentes el producto escalar entre ellas es cero (ya que las bases son perpendiculares entre si), y si son iguales tienen un valor, que en el espectro de frecuencias son los picos.

Cuando la serie no es estacionaria, la gráfica del espectro de frecuencias va a presentar otros factores.

Limitantes de la Transformada de Fourier

En la mayoría de los casos las series que se analizan no son estacionarias. Generalmente esto se omite y se aplica la Transformada de Fourier, y el problema radica en que entre los resultados se pueden obtener periodicidades ficticias. Por ejemplo en las periodicidades solares se ha reportado la periodicidad de Glaisberg de aproximadamente unos 80 años y ciclos de 2300 años, para el caso de variabilidad climática terrestre está reportada la oscilación de Dansgaard-Oershger de aproximadamente 1470 años, todas estas periodicidades se han encontrado aplicando la TF a series de tiempo de los isótopos cosmogénicos y del isótopo 18 del oxígeno respectivamente. Sin embargo estas series de tiempo están lejos de ser series estacionarias por lo que se pone en duda la existencia de estos valores. En trabajos recientes de Velasco Herrera V. M. (2007, 2007a, 2007b) con la transformada de wavelet se ha mostrado la inexistencia de la periodicidad de Glaisberg de 80 años, utilizando series de tiempo de manchas solares, auroras boreales e isótopos cosmogénicos de los últimos 10 mil años.

Al no ser estacionaria la señal, se tiene otro problema, al pasar al dominio de las frecuencias se pierde la información referente al tiempo, es decir resulta imposible

determinar cuando ocurre un determinado evento o cuando esta presente una determinada frecuencia (Polikar Robi, 2001).

Transformada de Fourier con ventana o Transformada de Gabor

En 1946 Denis Gabor adaptó la transformada de Fourier para poder analizar una pequeña sección de la señal en un determinado tiempo, esta es la transformada de Fourier con Ventana (TFV), que representa un intento por mejorar los problemas de estacionalidad de las series de tiempo y es una herramienta de análisis espectral para la extracción de información de la frecuencia local en una señal.

Para obtener la estacionalidad se elige una ventana lo suficientemente estrecha en la cual la señal sea estacionaria, cuanto más estrecha sea esta ventana se obtendrá mejor resolución en el tiempo pero una mala resolución en frecuencia. Por lo tanto el problema consiste en la selección de una ventana para el análisis, dependiendo de la aplicación.

Ventana estrecha → Alta resolución en el tiempo y baja resolución en el dominio de las frecuencias.

Ventana ancha → Alta resolución en el dominio de las frecuencias y baja resolución en el dominio del tiempo.

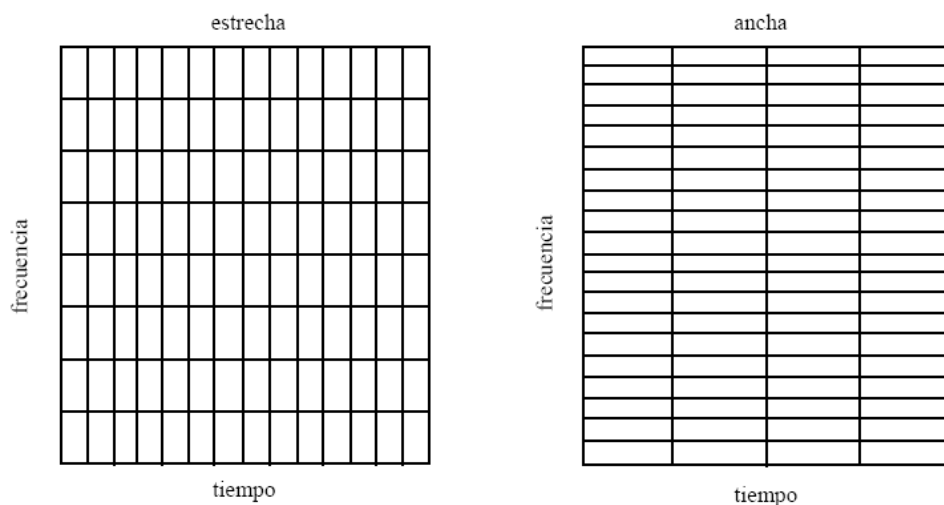


Fig. IV.3 Enrejado del plano tiempo frecuencia

La transformada de Fourier es desarrollada sobre una ventana de longitud T de una serie de tiempo con salto de tiempo de δt , y longitud total $N\delta t$. Los segmentos pueden ser ventaneados con una función arbitraria como por ejemplo una ventana Gaussiana (Kaiser 1994).

La TFV representa un método inexacto e ineficiente para la localización tiempo-frecuencia, (Kaiser 1994). La inexactitud aumenta si hay componentes de altas y bajas frecuencias que no caen dentro del rango de frecuencias de la ventana. La ineficiencia viene a partir de las frecuencias $(T/2\delta t)$ las cuales deben ser analizadas en cada salto de tiempo, relacionadas al tamaño de la ventana o las frecuencias presentes. Además, algunas longitudes de ventana tienen que ser analizadas para determinar la selección más apropiada. Para el análisis en donde un escalamiento predeterminado podría no ser apropiado debido a un amplio rango de frecuencias dominantes, se debe emplear un método de localización tiempo frecuencia que sea independiente de la escala y el análisis Wavelet es una buena opción.

Principio de Incertidumbre de Heisenberg

De acuerdo con el principio de incertidumbre de Heisenberg no es posible conocer la representación exacta tiempo-frecuencia de una señal, sino tan solo los intervalos de tiempo en los cuales existen determinadas bandas de frecuencia, por lo tanto existe un problema de resolución.

Partiendo de:

$$\Delta t \Delta p \geq h; \quad h \text{ es la constante de Planck} \quad (6)$$

Para el caso del dominio tiempo-frecuencia:

$$\Delta f \Delta t \geq c \quad (7)$$

c es una constante.

De la ecuación 7 se deduce que no es posible conocer la frecuencia de una señal y saber la exactitud en tiempo.

Si $\Delta f=0$ (porque las mediciones fueron tomadas con exactitud)

Entonces $\Delta t = c / \Delta f \rightarrow \infty$

Si las componentes en frecuencia de la señal están bien separadas entre sí, entonces, se podría sacrificar algo de la resolución en frecuencia y preferir una buena resolución temporal, ya que las componentes espectrales ya están bien separadas. En la TFV el problema radica en la elección de una ventana adecuada, la cual será la única para todo el análisis. Sin embargo es posible analizar cualquier señal empleando una técnica alternativa llamada análisis mutiresolución (MRA). El MRA analiza la señal para diferentes frecuencias con diferentes resoluciones. Cada componente espectral, por lo tanto, no se resuelve de idéntica forma como en el caso de TFV. Este análisis es la base de la Transformada Wavelet (Polikar Robi, 2001).

Transformada Wavelet

La transformada wavelet puede ser usada para analizar series de tiempo que contienen potencias no estacionarias en muchas y variadas frecuencias (Daubechies 1990). Asume que uno tiene una serie de tiempo x_n , con el mismo espaciado δt y $n = 0 \dots N-1$. Además asume que uno tiene una función de onda, $\psi_0(n)$ que depende de un parámetro n que no tiene dimensiones en tiempo. Para ser admisible como una wavelet, esta función debe tener un promedio cero y debe estar localizada tanto en el espacio de frecuencia como en el de tiempo (Farge 1992).

El análisis wavelet se realiza de manera similar al análisis TFV, en el sentido de que la señal es multiplicada por una función (función wavelet) de manera similar a la función ventana en la TFV, y la transformada se calcula separadamente para distintos segmentos de la señal en el dominio del tiempo (Polikar Robi, 2001).

La transformada Wavelet para funciones continuas se define como sigue:

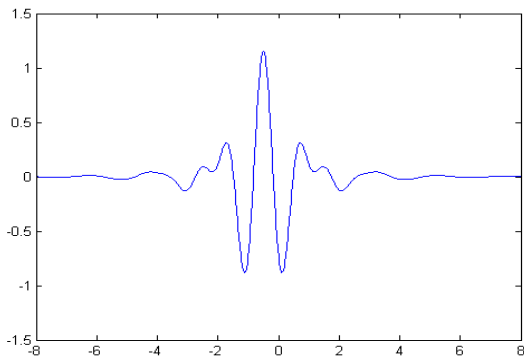
$$C(\tau, s) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi_{\tau, s}^*(t) dt \quad (8)$$

Donde

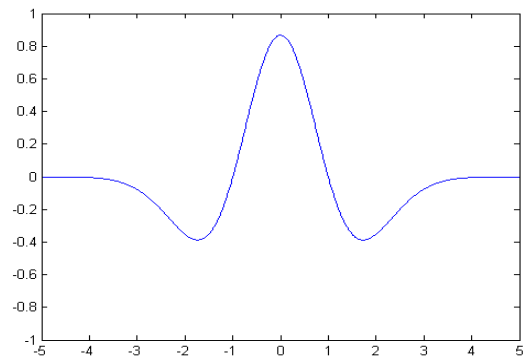
$$\psi_{\tau, s}(t) = \frac{1}{\sqrt{|s|}} \psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \quad (9)$$

Como se observa en la ecuación 9, la señal transformada es una función de dos variables, τ y s , los parámetros de traslación y escala respectivamente (Ídem). $\psi_{\tau, s}(t)$ es la función de transformación a la cual se le denomina “función wavelet madre”. Para ser admisible como una wavelet madre, esta función debe cumplir (Farge 1992):

- 1.- El valor medio de $\psi_0(n)$ es igual a cero.
- 2.- La dispersión de $\psi_0(n)$ es igual a cero.
- 3.- Todos los momentos $\psi_0(n) > 2$ deben ser igual a cero.
- 4.- $\psi_0(n)$ debe de convergir rápidamente a cero a medida que se aleja del origen.



Meyer



Sombrero Mexicano

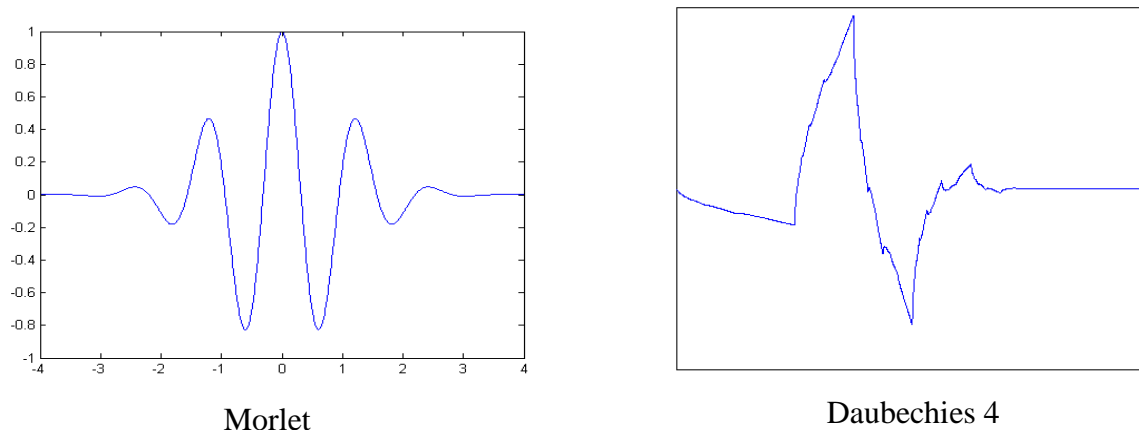


Fig. IV.4 Ejemplos de Wavelets Madres

Traslación

El término traslación está relacionado con la localización de la ventana a medida que esta se desplaza a través de la señal, este término corresponde a la información del tiempo en el dominio transformado [Polikar Robi, 2001].

Escala

En el análisis Wavelet el parámetro escala es análogo con el parámetro escala utilizado en los mapas, las altas escalas corresponden a una visión global no detallada (de la señal) y las bajas escalas corresponden a una vista detallada. De igual manera en términos de frecuencia, las bajas frecuencias (altas escalas) corresponden a una información global de la señal que comúnmente abarca toda la señal, mientras que las altas frecuencias (escalas bajas) corresponden a una información detallada de una característica oculta en la señal que comúnmente dura un tiempo relativamente pequeño (Ídem).

El parámetro escala se define como:

$$\text{Escala} = \frac{1}{\text{frecuencia}} \quad (10)$$

Las dos operaciones básicas de escalado y traslación definen el enrejado del plano tiempo-escala. Las celdas tienen un área no nula, lo cual indica que no es posible conocer el valor de un punto en particular. Sin tener en cuenta las dimensiones de las celdas, sus áreas, son las mismas, y están determinadas por el principio de incertidumbre de Heinsberg. Para una Wavelet madre se puede variar el tamaño de las divisiones manteniendo constante la superficie.

En caso de tener buena resolución temporal, la wavelet madre, representada en el eje inferior, se estrecha con lo que se pierde resolución en frecuencia. Si la wavelet madre se ensancha, se pierde resolución en tiempo, pero se gana en frecuencia. Así, variando la anchura y desplazándola por el eje temporal, se calcularía el valor correspondiente a cada celda.

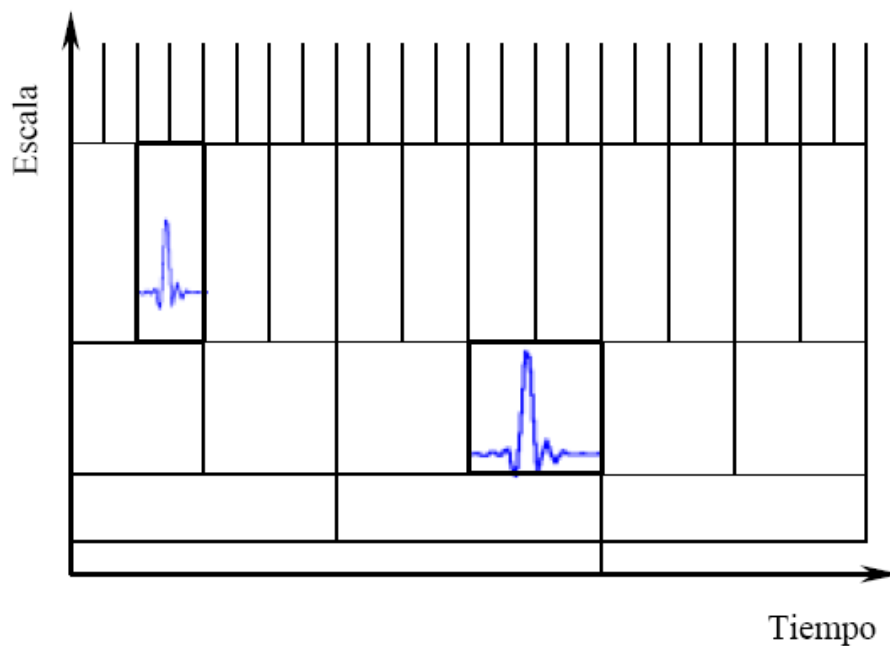


Fig. IV.5 Enrejado del plano tiempo-frecuencia en Wavelet

Función Wavelet Madre

El término “Función Wavelet Madre” se ocupa para referirse tanto a funciones wavelet ortogonales como no ortogonales. El término “Base Wavelet” se refiere solo a un conjunto de funciones ortogonales. El uso de una base ortogonal implica el uso de transformadas wavelet discretas, mientras que una función wavelet no ortogonal puede ser usada tanto con la transformada wavelet discreta o continua

(Farge 1992). La transformada wavelet discreta se utiliza para la codificación de señales, mientras que la transformada continua se utiliza para el análisis de señales. Para seleccionar una función wavelet madre $\psi_0(\eta)$ hay que considerar ciertos factores:

Ortogonal o no-ortogonal. En el análisis wavelet no-ortogonal, el número de convoluciones en cada escala es proporcional al ancho de la base wavelet en esa escala. Esto produce un espectro wavelet que contiene bloques discretos de la potencia wavelet y es útil para el procesamiento de señales mientras éste dé la representación más compacta de la señal. Desafortunadamente, para el análisis de la serie de tiempo, un cambio aperiódico en la serie de tiempo produce un espectro wavelet diferente. Asimismo, un análisis no-ortogonal, es altamente redundante a grandes escalas, donde el espectro wavelet en tiempos adyacentes es altamente correlacionado. La transformada no-ortogonal es útil para el análisis de series de tiempo, donde se espera suavizar variaciones continuas en la amplitud wavelet.

Real o Compleja. Una función compleja wavelet devolverá información acerca de la amplitud y fase, adaptándose mejor para la captura de una conducta oscilatoria. Una función real wavelet devuelve solo una componente y puede ser usada para aislar picos o discontinuidades.

Anchura. El ancho de la función wavelet se define como el tiempo de doblamiento de la amplitud wavelet. La resolución de la función wavelet se determina por el balance entre el ancho en el espacio real y el ancho en el espacio de Fourier. Una función angosta en tiempo, tendrá buena resolución pero poca resolución en frecuencia, mientras que una función amplia tendrá poca resolución en tiempo, mientras que buena resolución en frecuencia.

Forma. La función wavelet debe reflejar el tipo de características presentes en la serie de tiempo. Para una serie de tiempo con saltos de corte o escalones, uno seleccionaría una función como Harr, mientras que para una serie de tiempo lisa y cambiante, uno seleccionaría una función lisa tal como un coseno amortiguado.

Las funciones wavelet no-ortogonales más conocidas son: wavelet Paul y Morlet, ambas complejas, mientras que la DOG es real. Otros tipos de wavelet existen, tal como la Haar y Daubechies, las cuales son usadas para análisis ortogonal wavelet (e.g., Weng y Lau 1994; Mak 1995; Lindsay et al 1996).

En el análisis de los datos de esta tesis lo que interesa es mayor exactitud en frecuencia. La función madre que me da la mayor exactitud en frecuencias es la Función Madre Morlet.

$$\psi_0(n) = \pi^{-1/4} e^{iw_0 n} e^{-n^2/2} \quad (11)$$

Donde $w_0=6$ es la frecuencia adimensional que es la Función Madre Morlet.

La transformada wavelet continua de una señal discreta x_n se define como la convolución de x_n con una versión escalada y trasladada de $\psi_0(\eta)$:

$$W_n(s) = \sum_{n=0}^{N-1} x_n \psi^* \left[\frac{(n' - n)\delta t}{s} \right], \quad (12)$$

donde (*) indica el conjugado complejo. Al variar la escala Wavelet s y trasladando a lo largo del índice de tiempo n , uno puede construir una imagen mostrando tanto la amplitud de cualquier característica de la escala y cómo ésta amplitud varía con el tiempo. El subíndice 0 en ψ significa que la función ha sido normalizada.

Normalización

La función wavelet en cada escala s está normalizada para tener energía unitaria:

$$\hat{\psi}(sw_k) = \left(\frac{2\pi s}{\delta t} \right)^{1/2} \hat{\psi}_0(sw_k), \quad (13)$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \left| \hat{\psi}_0(w') \right|^2 dw' = 1, \quad (14)$$

Filtrado

La transformada wavelet se puede reinterpretar como un filtro pasa bandas de forma uniforme con localización y ancho variable. Al sumar sobre todo el subconjunto de escalas, se puede construir una serie de tiempo filtrada-wavelet:

$$\chi'_n = \frac{\delta_j \delta_t^{1/2}}{C_\delta \psi_0(0)} \sum_{j=j_1}^{j_2} \frac{\Re W_n(s_j)}{s_j^{1/2}} \quad (15)$$

Este filtro tiene una función respuesta dado por la suma de las funciones wavelet entre las escalas j_1 y j_2 .

Básicamente lo que hace la Transformada Wavelet es filtrar una señal en el dominio del tiempo mediante filtros paso bajo y paso alto, los cuales permiten separar las porciones de la señal de alta frecuencia de aquellas de baja frecuencia, el proceso se repite para las señales del proceso de filtrado anterior. Esta operación se determina descomposición.

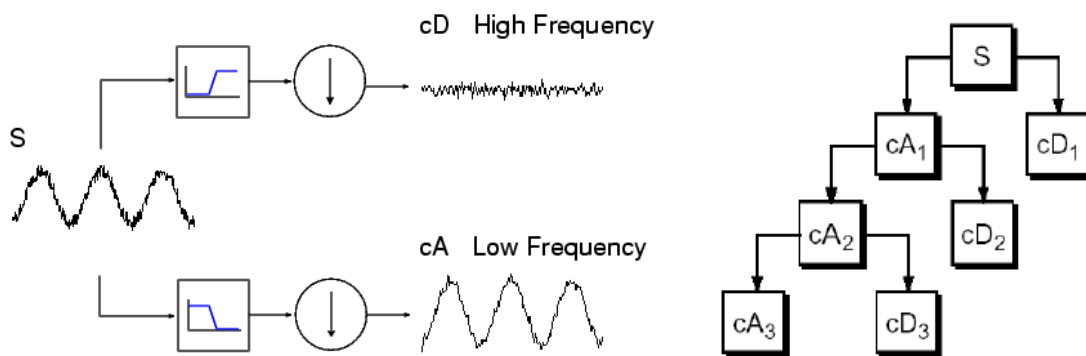


Fig. IV .6 Descomposición en altas y bajas frecuencias

El resultado final de este procedimiento es un grupo de señales que representan la misma señal, pero correspondientes a diferentes bandas de frecuencia, para cada una de estas bandas se conocen sus respectivas señales. De esta forma, es posible establecer que bandas de frecuencias existen para un tiempo dado [Polikar Robi, 2001].

Este filtrado puede además aplicarse en la escala y tiempo, simultáneamente, al definir un umbral de la potencia wavelet. Este “silenciador” quita cualquier región de amplitud baja de la transformada wavelet, los cuales están presumiblemente generados por ruido. Esta técnica tiene la ventaja sobre cualquier filtrado tradicional ya que quita el ruido en todas las frecuencia y puede ser usado para aislar eventos singulares que tienen un espectro de potencia amplio o múltiples eventos que tienen una frecuencia variable.

En esta tesis “Tendencia de las temperaturas superficiales terrestres con la actividad solar” utilizaremos el algoritmo modificado del filtro Wavelet de Daubechies, que ha mostrado ser muy eficiente en la descomposición de señales en baja y alta frecuencia con la ventaja de que no crea periodicidades ficticias en las series de tiempo. Como ejemplo se muestra en la figura siguiente la serie del C14 del año 0 a 1985 y sus respectivas descomposiciones, lo cual permite analizar una periodicidad en particular y su evolución en el tiempo.

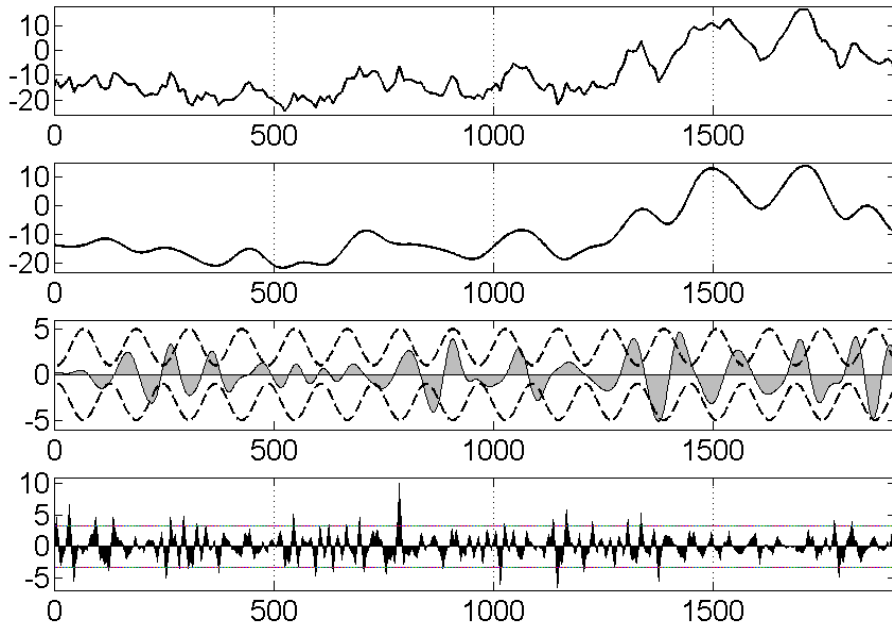


Fig. IV.7 Filtrado

Otra técnica de filtrado que involucra el uso de la transformada wavelet está dada en Donoho and Johnstone (1994). Un ejemplo se puede encontrar en Farge et al. (1992), donde flujos turbulentos en dos dimensiones están “comprimidos” usando un paquete wavelet ortonormal. Esta compresión quita las componentes pasivas de amplitud baja del flujo, mientras que mantiene las componenetes dinámicamente activas de alta amplitud.

Espectro de Potencia Wavelet

La función wavelet $\psi_0(\eta)$ es en general compleja, por lo que la transformada wavelet $W_n(s)$ es también compleja.

La transformada wavelet se puede dividir en:

Parte real

$$\Re\{W_n(s)\} \quad \text{y} \quad (16)$$

Parte imaginaria,

$$\Im\{W_n(s)\}, \quad (17)$$

Amplitud:

$$|W_n(s)| \quad y \quad (18)$$

Fase:

$$\tan^{-1} \left[\frac{\Im\{W_n(s)\}}{\Re\{W_n(s)\}} \right] \quad (19)$$

El espectro de potencia wavelet es definida por Torrence y Comtop (1998) como.

$$|W_n(s)|^2 \quad (20)$$

Para funciones wavelet reales como la DOG (derivadas de una gaussiana) la parte imaginaria es cero y la fase no está definida.

Cono de Influencia (CI)

Ya que uno está tratando con series de longitud de tiempo finita, habrá errores al principio y final del espectro de potencia wavelet. Una solución es rellenar el final de la serie de tiempo con ceros para llevar la longitud total N a la siguiente potencia más alta de dos, limitando los efectos de borde Meyers et al. (1993). Para una serie cíclica, no hay necesidad de llenar con ceros y no hay Cono de Influencia (CI).

Rellenar con ceros introduce discontinuidades en los puntos finales, mientras uno se acerca a escalas más grandes, decrece la amplitud cercana a los bordes, así como muchos ceros entren al análisis. El CI es la región del espectro wavelet en el cual los

efectos de borde llegan a ser importantes y se define aquí el tiempo de doblamiento para la autocorrelación de la potencia wavelet en cada escala.

El tamaño del CI en cada escala también da una medida del tiempo de decorrelación para un solo pico en la serie de tiempo. Al comparar el ancho de un pico en el espectro de potencia wavelet con este tiempo de decorrelación, uno puede distinguir entre un pico en la información (posiblemente debido a ruido aleatorio) y una componente armónica en la frecuencia de Fourier equivalente.

Espectro Teórico y Niveles de Significancia

Para determinar los niveles de significancia para el espectro de Wavelet, es necesario un espectro de comparación. Entonces se asume que las diferentes realizaciones del proceso geofísico serán aleatoriamente distribuidas entorno a este promedio o espectro de comparación y el espectro actual puede ser comparado contra esta distribución. Para muchos fenómenos geofísicos, un espectro apropiado es tanto ruido blanco (con un espectro de Fourier plano) como el ruido rojo (incrementando la potencia con la frecuencia decreciente).

Espectro de Fourier de ruido rojo

Muchas series de tiempo geofísicas pueden ser modeladas tanto de ruido rojo (Ruido Markoviano) como ruido blanco. Un simple modelo para el ruido rojo (Gilman, 1963) es el proceso autoregresivo de primer orden (lag-1):

$$x_n = \alpha x_{n-1} + z_n, \quad (21)$$

donde α es la autocorrelación lag-1 asumida, $x_0 = 0$, y z_n es obtenida a partir del ruido blanco gaussiano de (21), después de la normalización:

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos \frac{2\pi k}{N}}, \quad (22)$$

donde $k=0\dots N/2$ es el índice de frecuencia. Por lo tanto, al seleccionar una apropiado autocorrelación lag-1, uno puede usar (22) para, modelar el espectro de ruido. Para $\alpha = 0$ en (22) obtenemos un espectro de ruido-blanco.

Niveles de significancia

Para el espectro de potencia wavelet se define como sigue, se asume que la serie de tiempo tiene un espectro de potencia promedio, posiblemente dado por (22); si un pico en el espectro de potencia wavelet está significativamente arriba de este espectro anterior, entonces se puede asumir que es una característica verdadera con un cierto porcentaje de confianza. Para definiciones, “Significante a un 5% de nivel” es equivalente a “95% de nivel de confianza” e implica una prueba contra un cierto nivel anterior, mientras que el “el intervalo de confianza de 95%” se refiere al rango de confianza de un valor dado.

Espectro Global Wavelet

Un corte vertical en el espectro wavelet es una medida del espectro local, entonces el espectro wavelet de tiempo- promediado sobre un cierto periodo es:

$$\bar{W}_n(s) = \frac{1}{n_a} \sum_{n=n_1}^{n_2} |W_n(s)|^2, \quad (23)$$

donde el índice \mathbf{n} es asignado arbitrariamente al punto medio de n_1 y n_2 y, $n_a = n_2 - n_1 + 1$ es el número de puntos que están en el promedio. Al repetir (23) en cada paso de tiempo, uno crea un gráfico wavelet suavizado por una cierta ventana. El caso extremo de (23) es cuando el promedio está sobre todo el espectro local wavelet, lo cual da el espectro global wavelet:

$$\bar{W}_n(s) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} |W_n(s)|^2 \quad (24)$$

V. ANÁLISIS DE RESULTADOS

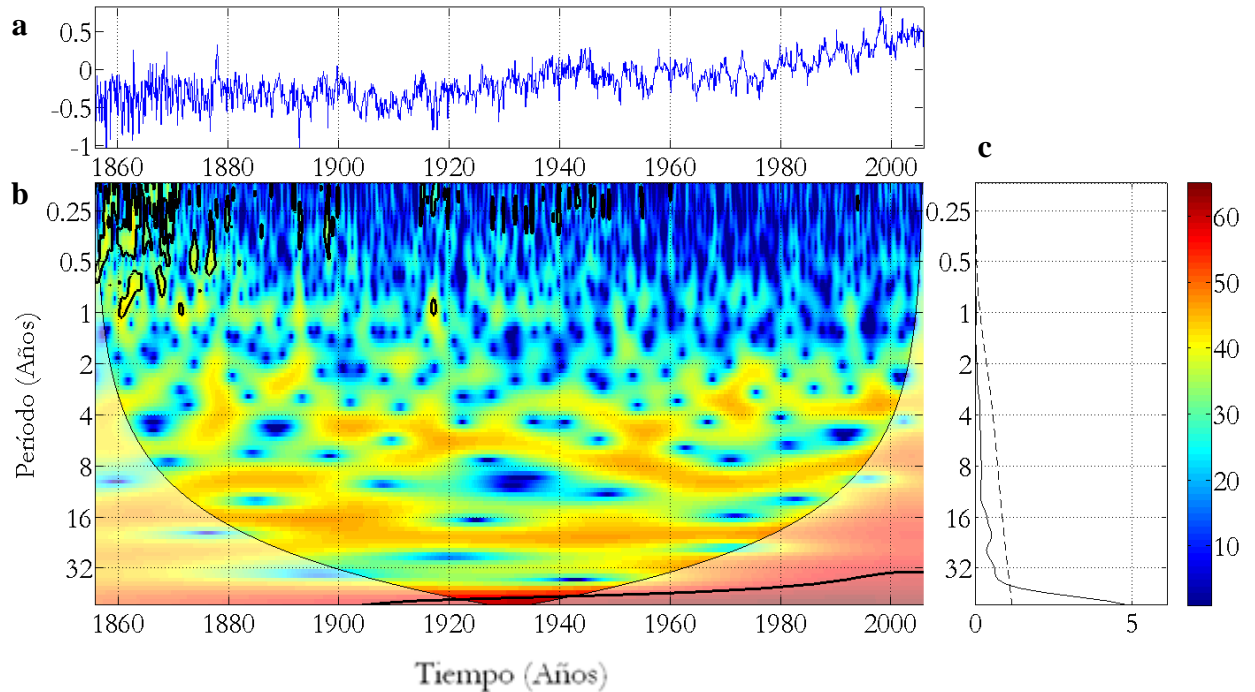


Fig. V.1 Serie de tiempo de temperatura global

La figura V.1 a) representa la serie de tiempo de temperaturas globales correspondientes al período 1856-2005, en la figura V.1 b) esta graficado el tiempo contra el período, donde la curva en forma de U es el Cono de Influencia (CI) y toda la información que está contenida dentro de el tiene una confiabilidad $\geq 95\%$. Los tonos rojos representan los períodos de mayor potencia mientras que los azules los de menor. La figura V.1 c) representa el Espectro Global de Wavelet (EGW) y nos muestra que periodicidades se encuentran en la serie a lo largo del tiempo, las unidades son arbitrarias la línea punteada corresponde al ruido rojo, que es un criterio para decidir que tan confiable son los resultados (en este caso las periodicidades), todas aquellas que queden por arriba de esta línea punteada tienen una confiabilidad $\geq 95\%$. En el CI vemos que hay una periodicidad dominante (en color rojo), la cual se lleva toda la potencia. Dentro del CI comienza antes de 1915 y termina un poco después de 1945, sin embargo fuera de el vemos que sigue presentándose, pero para poder estar seguros de su existencia necesitaríamos analizar una serie de mayor duración. En el EGW vemos que corresponde a un período de 60 años.

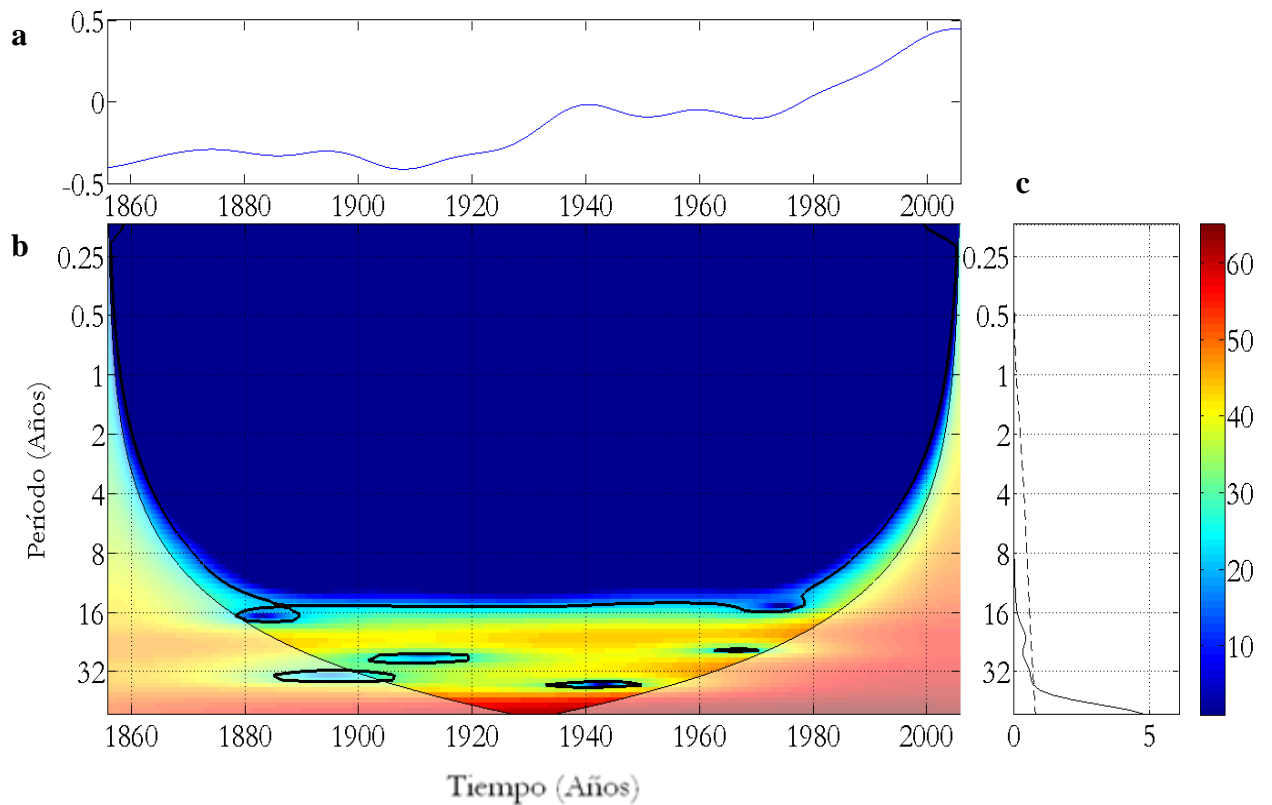
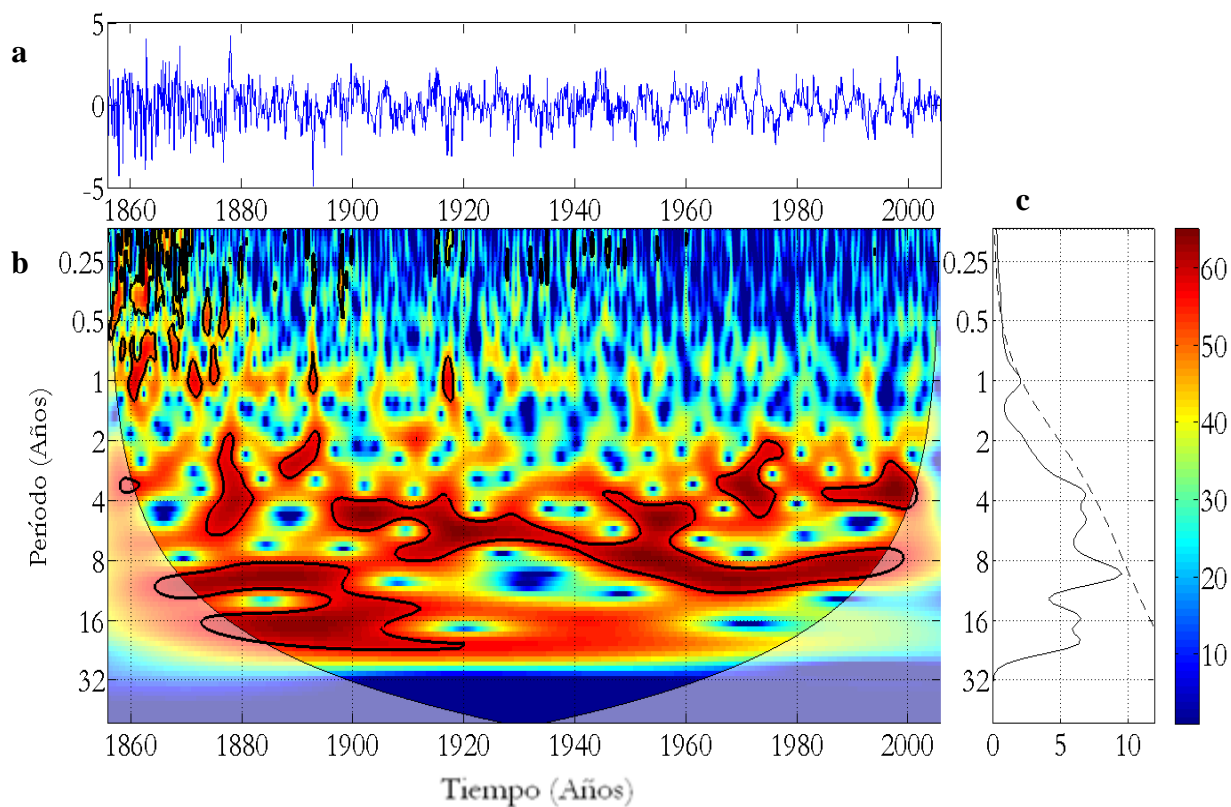


Fig. V.2 Bajas frecuencias de la serie de tiempo de temperatura global

En la figura de V.2 a), están graficadas las bajas frecuencias para la serie de tiempo de temperaturas globales correspondientes al período 1856 a 2005. En la figura V.2 b), notamos que solo tenemos información de largas periodicidades, dentro del CI la periodicidad que se lleva la mayor potencia se presenta de 1915 a 1945 y en la figura V.2 c) en el EGW, vemos que esta periodicidad es de 60 años. Se puede identificar otra periodicidad, esta es la de 22 años, que está presente en dos períodos de tiempo, de 1886 a 1930 y de 1930 a 1978.



La figura V.3 a) corresponde a las altas perturbaciones de la serie de tiempo de temperaturas globales de 1856-2005, vemos que las temperaturas correspondientes al período actual no muestran grandes variaciones, ya que esta dentro de la línea correspondiente a 2σ . En el CI, figura V.3 b) notamos un número mayor de periodicidades predominantes, aunque en el EGW, figura V.3 c) vemos que solo una está por arriba de la línea del 95% de confiabilidad, que es la correspondiente a 1 año, la cual se ha presentado a lo largo de todo el tiempo. Todas las demás se encuentran por debajo del 95% de confiabilidad, estas son las de 3.5, 5.5 11, 16 y 22 años, las cuales podrían estar asociadas con los ciclos solares.

La periodicidad de 11 años tiene una gran potencia y se presenta en casi todo el intervalo de tiempo que abarca el registro de temperatura utilizado. La potencia y la confiabilidad de la periodicidad de 22 años es muy alta en el lapso de tiempo que va de 1880 a 1920, después de esta fecha sigue estando presente, pero la potencia y el grado de confiabilidad es menor.

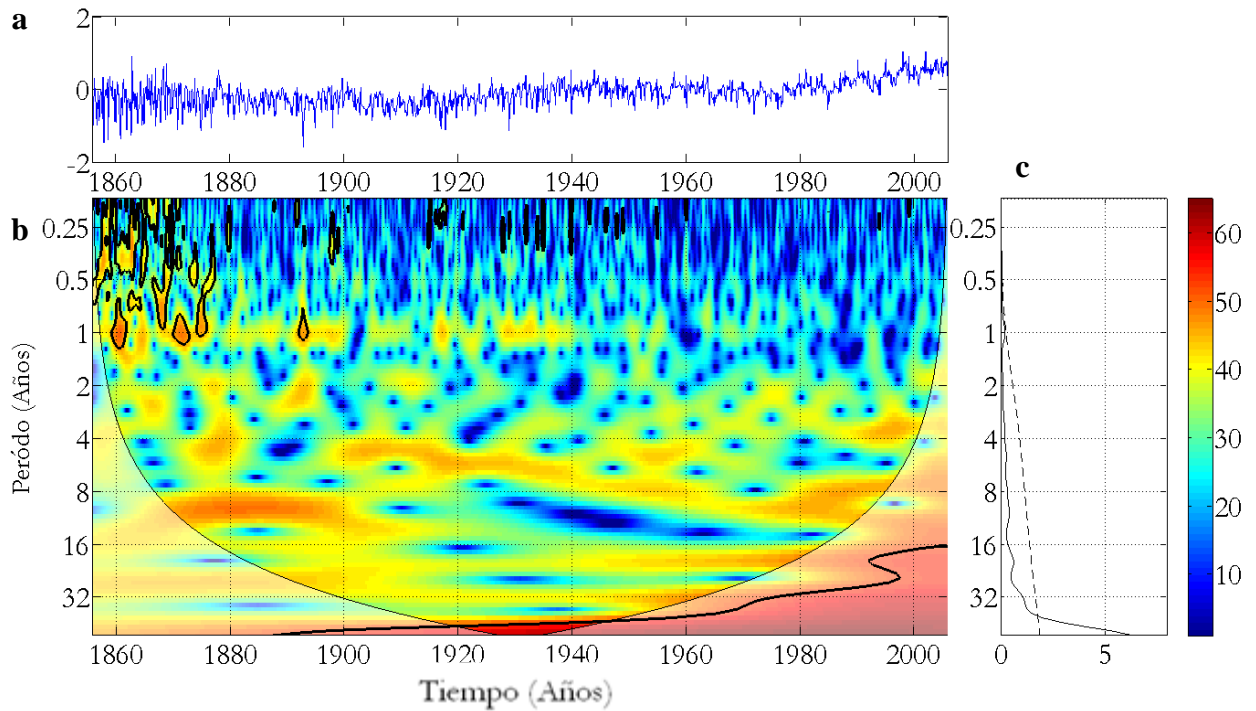


Fig. V.4 Serie de tiempo de temperaturas del Hemisferio Norte

La figura V.4 a) muestra la serie de tiempo de temperaturas del Hemisferio Norte (HN) correspondientes al período 1856-2005. En el EGW figura V.4 b) notamos la misma tendencia que en la serie de temperatura global, una sola periodicidad dominante de largo plazo que es la de 60 años, la cual abarca de 1920 a 1945. En el CI, figura V.4 c) vemos que existen otras periodicidades, que están por debajo del 95 % de confiabilidad, las cuales corresponden a períodos de 11 y 22 años.

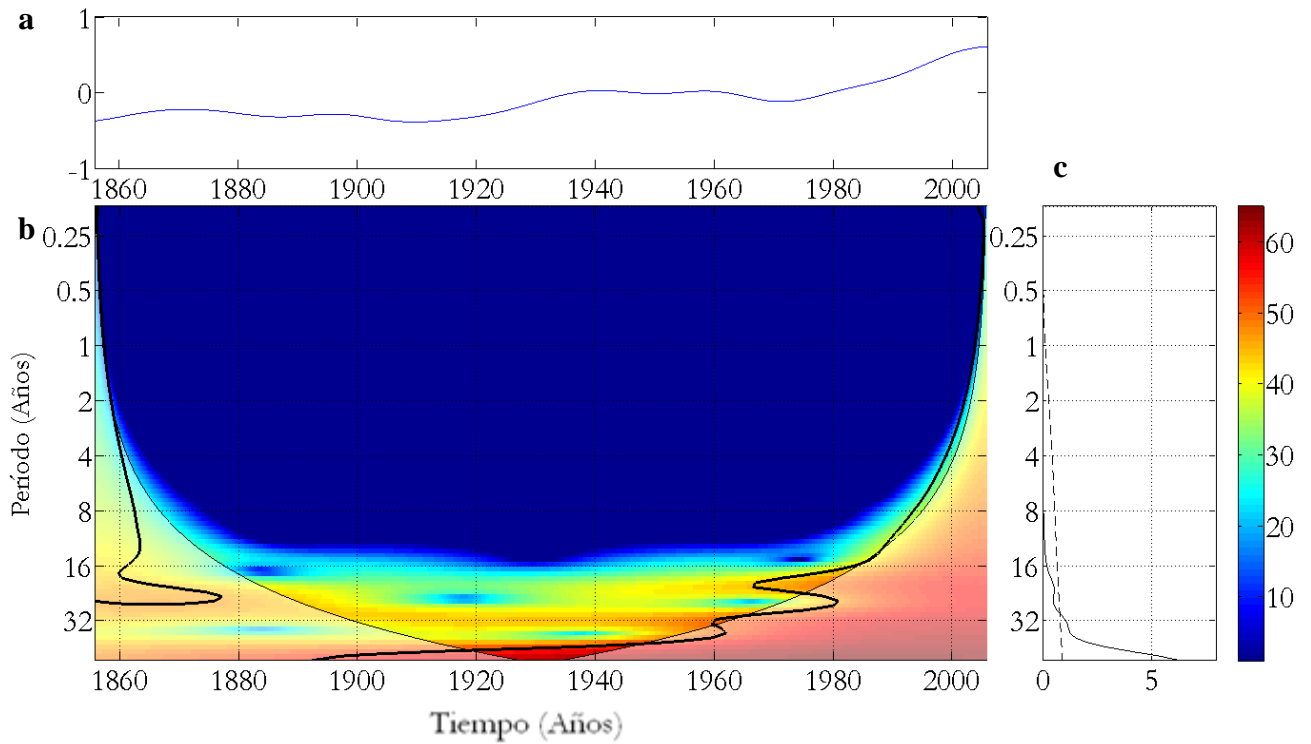


Fig. V.5 Bajas frecuencias de la serie de tiempo de temperaturas del HN

La figura V.5 a) corresponde a las bajas frecuencias de la serie de tiempo de temperaturas del HN de 1856-2005, en el CI figura V.5 b) notamos que el período predominante es el de 60 años, dentro del CI se presenta de 1918 a 1946. Por debajo de la línea punteada (fig. V.5 c)), se puede identificar un período de 22 años, que en la figura V.5 b) aparece en tonos naranjas abarcando de 1890 a 1970.

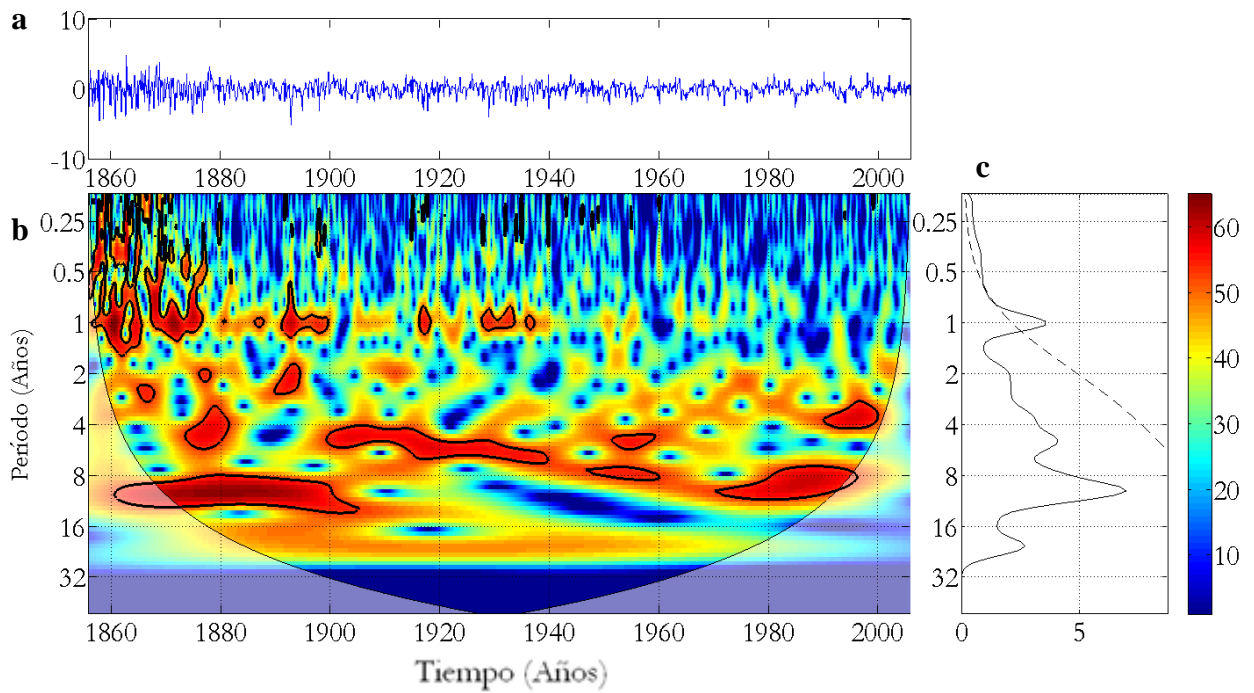


Fig. V.6 Altas perturbaciones de la serie de tiempo de temperaturas del Hemisferio Norte

En la figura V.6 a) se muestra la serie de tiempo de temperaturas del HN de 1856-2005 correspondiente a las altas perturbaciones, vemos una gran variación de 1860 a 1880. En el período actual notamos que la temperatura se encuentra dentro de $\pm 2\sigma$.

En cuanto al CI, figura V.6 b), se identifican varias periodicidades de alta confiabilidad aunque en el EGW figura V.6 c), notamos que la correspondiente a 1 año es la única que esta por arriba del nivel de confianza. Otras periodicidades presentes son las de 2, 5.5, 11, y 22 años, que corresponden a las periodicidades que presenta el Sol, sin embargo se encuentran por debajo del 95% de confiabilidad.

La periodicidad de 5.5 años tiene una alta confiabilidad en los períodos de tiempo que van de 1873 a 1881, 1899 a 1920 y 1952 a 1960, la de 11 años de 1869 a 1900 y de 1971 a 1994, finalmente la de 22 años se puede ver en tonos naranjas de 1883 a 1976, lo cual significa que su confiabilidad no es tan alta.

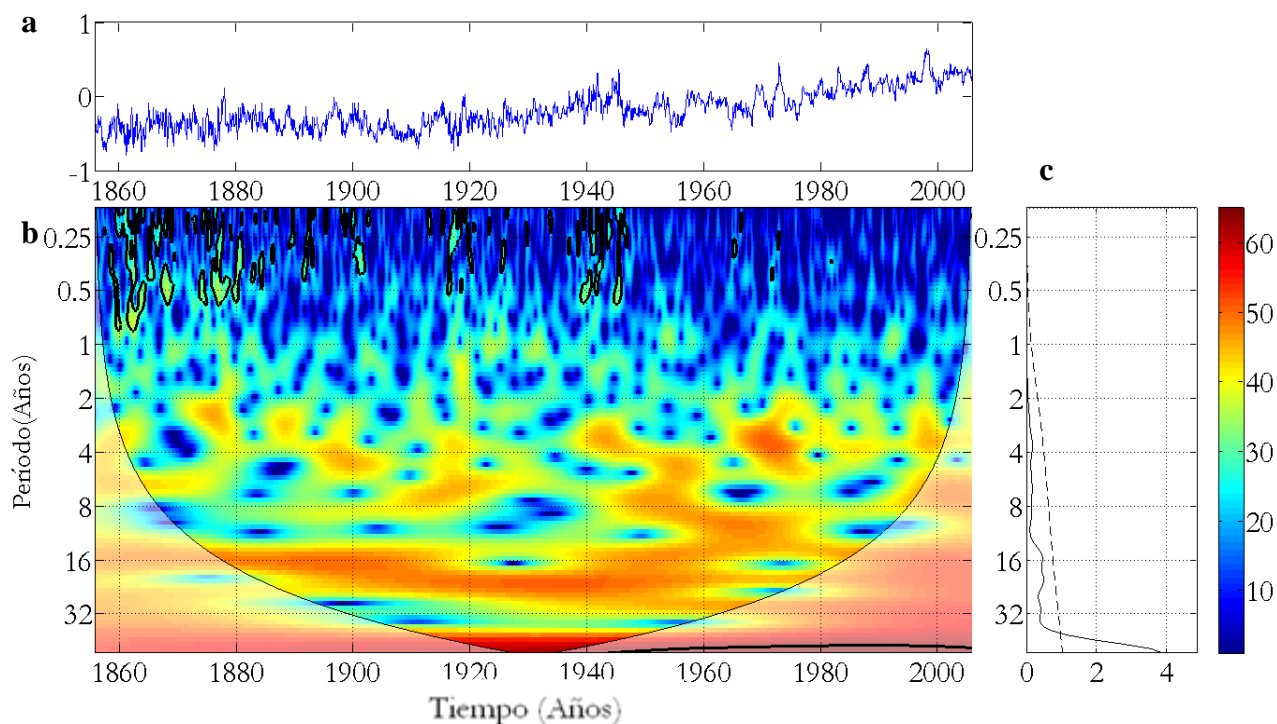


Fig. V.7 Serie de tiempo de temperaturas del Hemisferio Sur

En la figura V.7 a) esta graficada la serie de tiempo de temperatura correspondiente al Hemisferio Sur (HS) de 1856-2005. En el CI, figura V.7 b) notamos que la periodicidad que se lleva toda la potencia es la de 60 años la cual se puede identificar de 1916 a 1947. Se presentan otras periodicidades importantes, que corresponden a 3.5, 5, 15 y 22 años (en tonos naranjas), en el EGW, figura V.7 c) solo la de 60 años es el que está por arriba del 95% de confiabilidad.

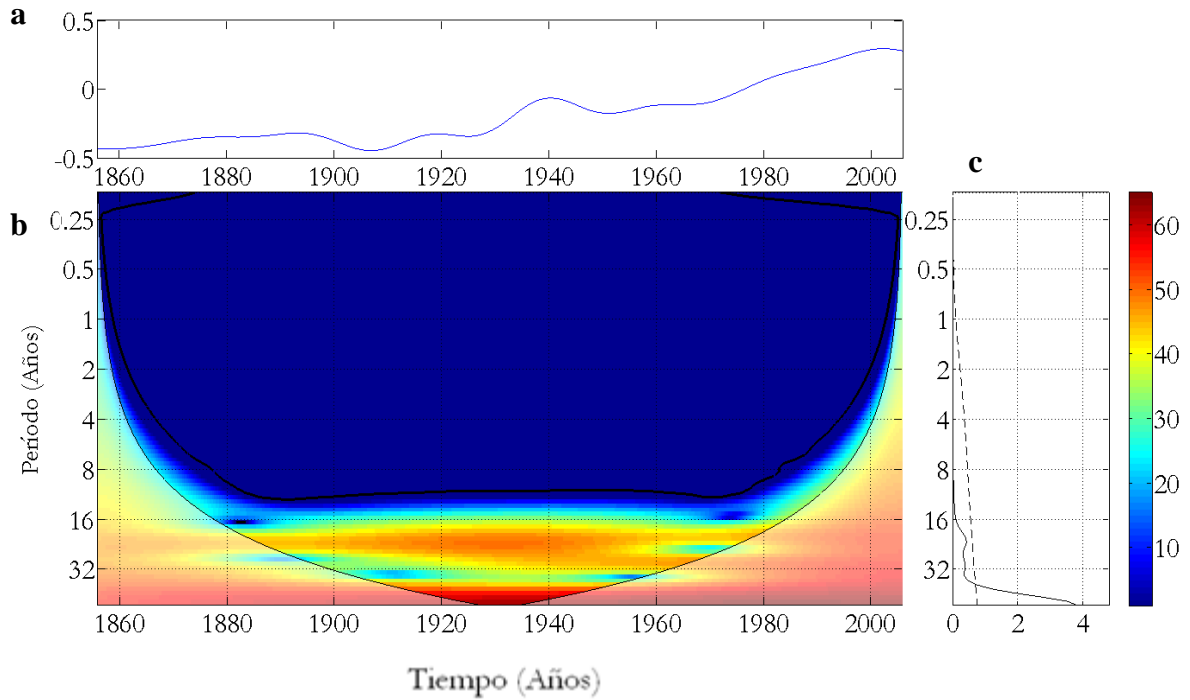


Fig. V.8 Bajas frecuencias de la serie de tiempo de temperaturas del HS

En la figura de V.8 a) vemos la señal correspondiente a las bajas frecuencias de la serie de tiempo de temperaturas del HS correspondientes al período 1856-2005, en el CI, figura V.8 b) notamos dos periodicidades importantes la de 22 años que abarca de 1885 a 1979 y la de 60 años, que va de 1916 a 1947, en el EGW solo la que corresponde a 60 años es la que tiene una confiabilidad mayor a 95% (figura V.8 c).

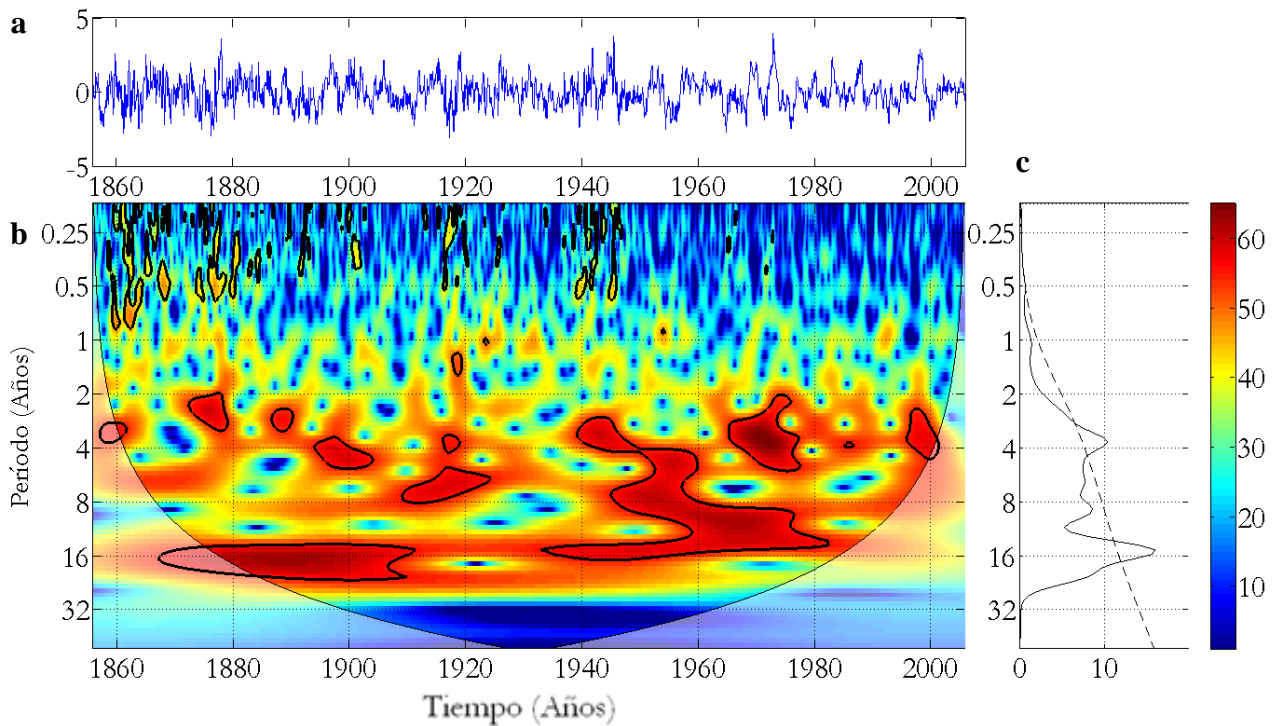


Fig. V.9 Altas perturbaciones de la serie de tiempo de temperaturas del HS

La figura V.9 a) muestra las altas perturbaciones de la señal correspondiente a la serie de temperatura del HS de 1856 a 2005, vemos que la fluctuación de las temperaturas en este hemisferio es mayor que en el HN, aunque para la época actual estas fluctuaciones están dentro de $\pm 2\sigma$.

En el CI, figura V.9 b) vemos varias periodicidades importantes (en tonos rojos). En el EGW, figura V.9 c) hay dos períodos que cuentan con una confiabilidad mayor al 95%, el de 3 años (que coincide con la periodicidad de uno de los ciclos del Sol, y que se presenta en varios intervalos de la serie) y el de 15 años (presente a lo largo de toda la serie de tiempo). Por debajo de la línea del nivel de confianza podemos identificar dos periodicidades más, la de 1, 5 y 11 años, que podrían estar asociadas con los ciclos de Sol correspondientes a esos períodos.

Es importante notar que existe una diferencia entre las periodicidades observadas en el HN y el HS, mientras que en el HN la periodicidad predominante es la de un año, en el HS son las de 3.5 y 15 años.

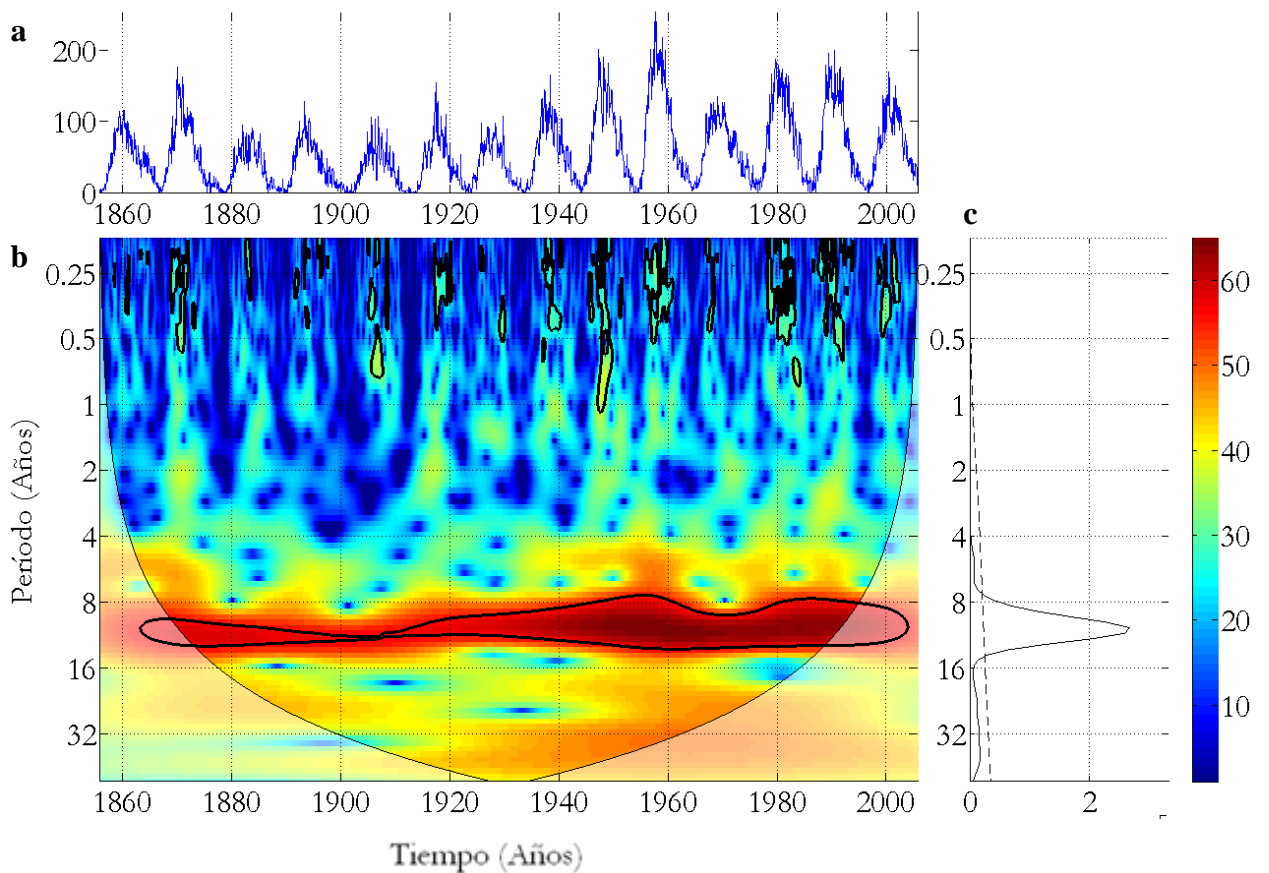


Fig. V.10 Número de Manchas Solares

En la figura V.10 a) podemos ver el número Manchas Solares correspondiente al período de 1856-2005.

En la figura V.10 b) dentro del CI, la periodicidad predominante es la de 11 años la cual se presenta a lo largo de todo el tiempo. A finales del siglo XIX y principios del siglo XX podemos observar una notable disminución en el número de manchas solares, lo que nos indica una baja actividad solar (Mínimo Secular). Después de este mínimo, observamos que la intensidad de la actividad solar empieza a aumentar. En 1960 se observa una actividad muy grande, la razón de esta no es clara. El máximo solar del ciclo de 120 años ocurrió en 1980, en la figura 13 b) aparece en un tono rojo intenso.

En la figura V.10 c) vemos que el período predominante en la serie es el de 11 años, también es posible identificar la de 5.5 años, aunque está por debajo del nivel de confianza.

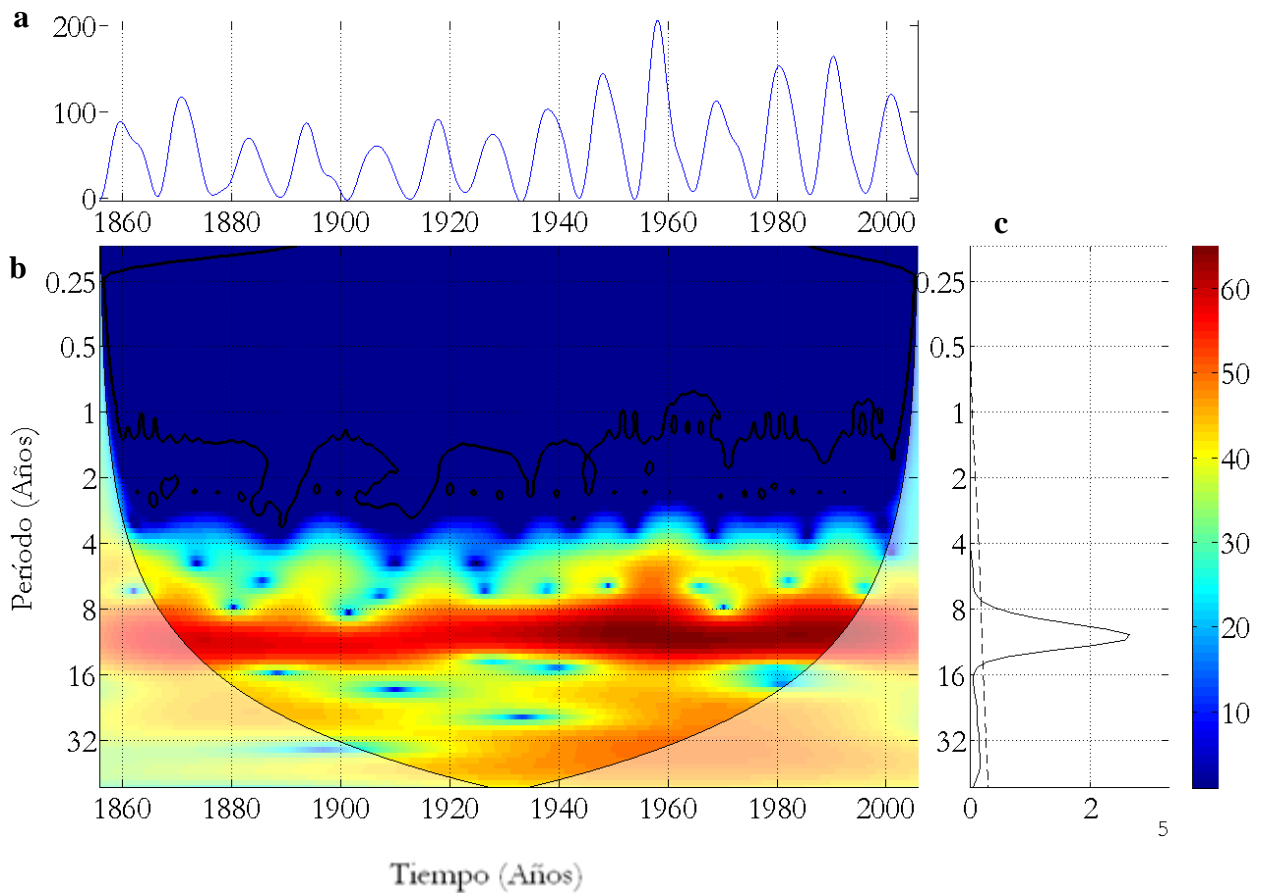


Fig. V.11 Bajas Frecuencias de la serie del número de manchas solares.

En la figura V.11 a) están graficadas las bajas frecuencias del registro de manchas solares, que nos muestra la tendencia general de la actividad solar.

En la figura V.11 b) vemos hay dos periodicidades importantes, la de 11 años y la de 5.5, aunque esta última solo se presenta cuando la actividad del ciclo de 11 años es muy intensa, alrededor de 1870 notamos este fenómeno, aunque es más notorio entre 1960 y 1980. Alrededor de 1900 a 1950, cuando el ciclo de 11 años presento una baja actividad, notamos que este ciclo de 5 años no se presenta.

En la figura V.11 c) vemos, al igual que en la figura 10, que la periodicidad predominante es la de 11 años, aunque también está presente la de 5.5 años, pero por debajo del nivel de confianza, así como la de 60 años.

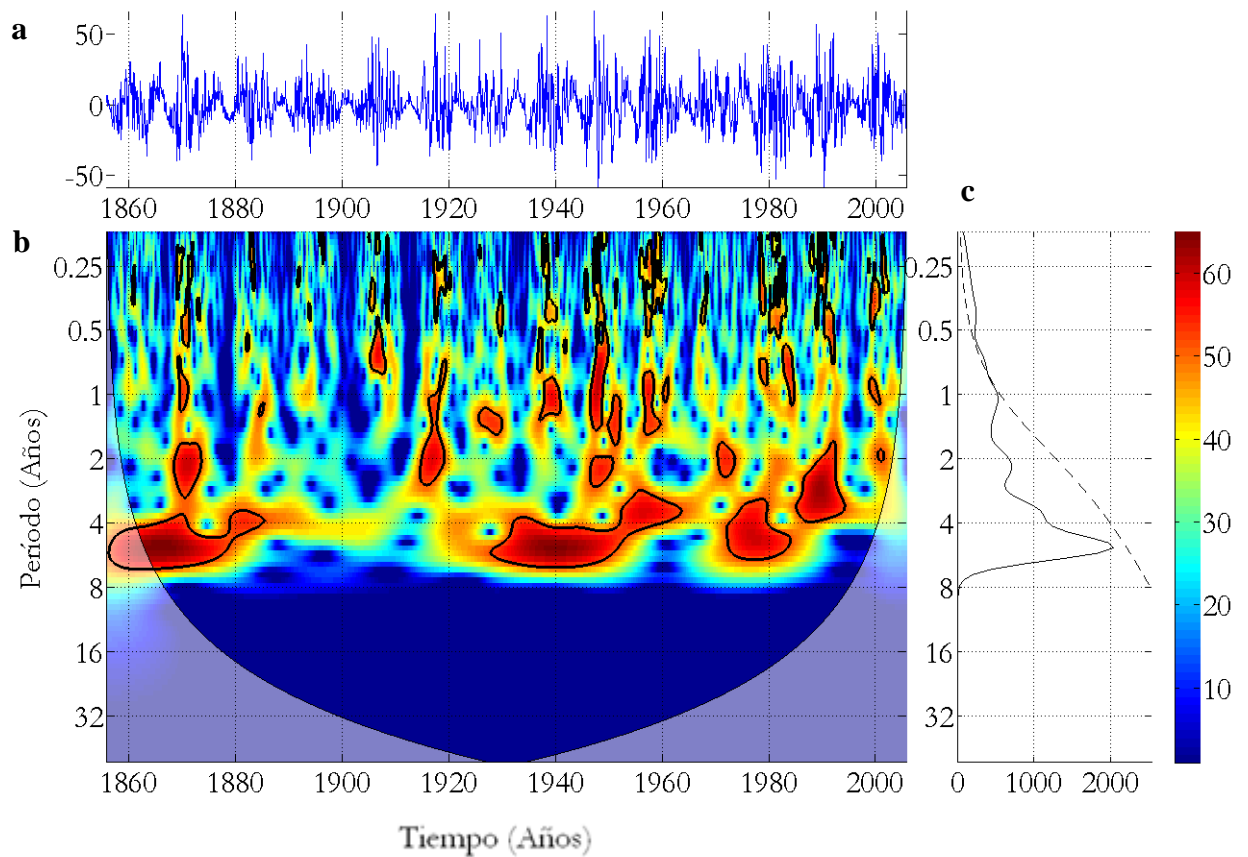


Fig. V.12 Altas Perturbaciones de la serie del número de manchas solares

En la figura V.12 a) están graficadas las altas perturbaciones del registro de manchas solares correspondientes al periodo de 1856-2005.

En la figura V.12 b) podemos ver con mayor claridad en que años estuvo presente el ciclo de 5 años. Vemos que estuvo presente de 1860 a 1890, de 1930 a 1965, y de 1970 a 1990. Para el período del mínimo secular, que se dio en 1900, la actividad de 5 años no se presenta, los tonos de la figura son verdes y azules.

En la figura V.12 c) vemos que existen varias periodicidades pero estas están por debajo del nivel del 95% de confiabilidad, estas son las de 5.5, 2.1 y 1 año.

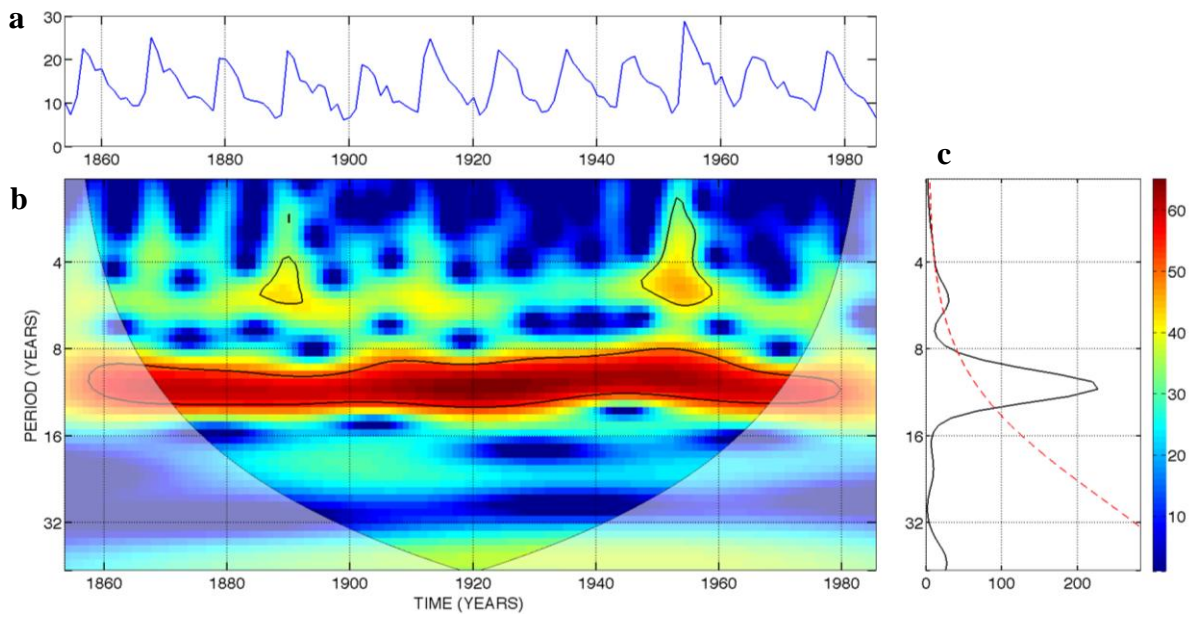


Fig. V.13 Número de Manchas Solares del HN

En la figura V.13 a) se encuentran graficadas el número de manchas solares del HN correspondiente al período de 1856 a 1984. En el EGW, figura V.13 b) es posible identificar dos periodicidades que están por arriba del 95% de confiabilidad, la de 5 y 11 años, también es posible distinguir la periodicidad de 22 y 60 años, aunque estas están por debajo del nivel de confianza. Dentro del CI, figura V.13 c) vemos que la de 11 años se presenta de 1870 a 1970.

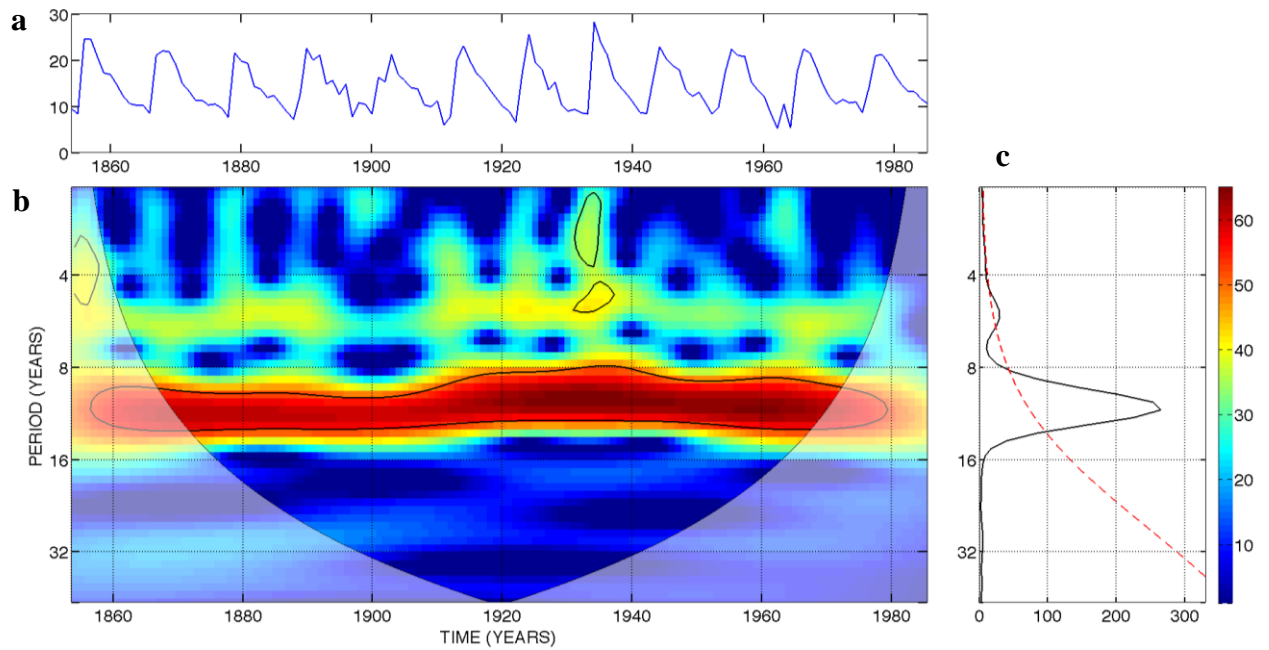


Fig. V.14 Número de Manchas Solares del HS

En la figura V.14 a) se encuentran graficadas el número de manchas solares del HS correspondiente al período de 1856 a 1984, en el EGW figura V.14 b), se identifican dos periodicidades importantes, que en el CI, figura V.14 c) están por arriba del 95% de confiabilidad, la de 5 y 11 años. Esta última se presenta de 1870 a 1970.

Las siguientes tablas muestran las periodicidades presentes en cada una de las series, así como los años en que se presentaron.

5(Rojo intenso) 2 (Amarillo)
 4 (Rojo) 1 (Verde y azul)
 3 (Anaranjado)

Serie de tiempo de temperaturas globales 1856-2005

60 AÑOS	EP	22 AÑOS	EP
1915-1945	5	1884-1893	1
		1890-1980	3

Bajas frecuencias de la serie de tiempo de temperaturas globales 1856-2005

32 AÑOS	EP	22 AÑOS	EP
1915-1945	5	1886-1930	2
		1930-1978	3

Altas perturbaciones de la serie de tiempo de temperaturas globales 1856-2005

1 AÑO	EP	3 AÑOS	EP	5.5 AÑOS	EP	11 AÑOS	EP
1857-1858	3	1861-1868	4	1863-1870	1	1869-1899	5
1859-1862	5	1868-1874	1	1870-1874	4	1899-1920	4
1862-1866	3	1874-1877	4	1874-1880	5	1920-1943	4
1866-1867	2	1877-1880	5	1880-1884	4	1943-1974	5
1867-1870	3	1880-1882	4	1884-1893	1	1974-1994	5
1870-1873	5	1882-1886	1	1893-1896	4		
1873-1874	3	1886-1892	4	1896-1919	5	15 años	
1874-1876	5	1892-1895	1	1919-1924	1	1876-1912	5
1876-1889	3	1895-1900	4	1924-1933	4	1912-1960	4
1889-1891	2	1900-1904	1	1933-1944	1	1960-1986	2
1891-1892	4	1904-1910	4	1944-1948	4		
1892-1894	5	1910-1913	1	1948-1962	5	22 años	
1894-1901	3	1913-1920	4	1962-1965	4	1880-1920	5
1901-1904	1	1920-1928	1	1965-1968	1	1920-1960	4
1904-1911	2	1928-1953	4	1968-1975	5	1960-1978	2
1911-1916	1	1953-1957	1	1975-1978	4		
1916-1918	5	1957-1960	4	1978-1982	1		
1918-1927	1	1960-1963	1	1982-1999	5		
1927-1930	3	1963-1968	4				
1930-1941	2	1968-1976	5				
1941-1950	1	1976-1985	4				
1950-1952	3	1985-2001	5				
1952-1992	1						
1992-1994	3						

Serie de tiempo de temperaturas del hemisferio norte 1856-2005

60 AÑOS	EP	22 AÑOS	EP	11 AÑOS	EP
1920-1945	5	1950-1980	3	1870-1903	3
			2	1903-1970	1
			1	1970-1990	3

Bajas frecuencias de la serie de tiempo de temperaturas del hemisferio norte 1856-2005

60 AÑOS	EP	22 AÑOS	EP
1918-1946	5	1890-1970	2

Altas perturbaciones de la serie de tiempo de temperaturas del hemisferio norte 1856-2005

1 AÑO	EP	5.5 AÑOS	EP	11 AÑOS	EP	22 AÑOS	EP
1857-1862	5	1862-1870	1	1869-1900	5	1883-1947	4
1862-1864	1	1870-1873	4	1900-1905	4	1947-1965	3
1864-1865	5	1873-1881	5	1905-1950	1	1965-1976	2
1865-1868	1	1881-1884	4	1950-1971	4		
1868-1877	5	1884-1896	1	1971-1994	5		
1877-1886	3	1896-1899	4				
1886-1888	5	1899-1920	5				
1888-1891	2	1920-1934	4				
1891-1900	5	1934-1943	1				
1900-1904	1	1943-1952	4				
1904-1912	3	1952-1960	5				
1912-1916	1	1960-1966	4				
1916-1919	5	1966-1999	1				
1919-1925	3						
1925-1928	1						
1928-1934	5						
1934-1936	4						
1936-1938	5						
1938-1940	3						
1940-1950	1						
1950-1957	2						
1957-2005	1						

Serie de tiempo de temperaturas del hemisferio sur 1856-2005

60 AÑOS	EP	22 AÑOS	EP	15 AÑOS	EP	3 AÑOS	EP
1916-1947	5	1885-1979	3	1875-1917	3	1856-1863	2
				1917-1938	2	1863-1878	1
				1938-1987	3	1878-1900	2
						1900-1917	1
						1917-1922	2
						1922-1938	1
						1938-1947	3
						1947-1966	1
						1966-1978	3
						1978-1995	2
						1995-2001	3

Bajas frecuencias de la serie de tiempo de temperaturas del hemisferio sur 1856-2005

60 AÑOS	EP	22 AÑOS	EP
1915-1949	5	1887-1900	2
		1900-1957	3
		1957-1974	2

Altas perturbaciones de la serie de tiempo de temperaturas del hemisferio sur 1856-2005

1 AÑO	EP	3 AÑOS	EP	7 AÑOS	EP	11 AÑOS	EP
1857-1859	1	1860-1862	5	1865-1878	3	1868-1879	1
1859-1860	3	1862-1866	4	1878-1880	2	1879-1890	3
1860-1865	2	1866-1875	1	1880-1887	1	1890-1920	4
1865-1866	1	1875-1895	4	1887-1897	2	1920-1924	3
1866-1876	2	1895-1899	5	1897-1903	1	1924-1940	1
1876-1878	3	1899-1901	4	1903-1911	4	1940-1946	4
1878-1881	1	1901-1904	1	1911-1923	5	1946-1977	5
1881-1884	2	1904-1914	3	1923-1931	4	1977-1994	4
1884-1890	1	1914-1916	4	1931-1942	3		
1890-1896	2	1916-1919	5	1942-1945	4		
1896-1901	1	1919-1929	3	1945-1957	5	15 años	
1901-1904	2	1929-1935	2	1957-1961	4	1877-1911	5
1904-1910	1	1935-1939	4	1961-1972	1	1911-1933	4
1910-1912	2	1939-1947	5	1972-1982	3	1933-1983	5
1912-1916-	1	1947-1959	3	1982-1991	1	1983-1988	4
1916-1918	3	1959-1964	1	1991-1997	4		
1918-1919	1	1964-1966	4				
1919-1920	3	1966-1977	5				
1920-1922	2	1977-1985	4				
1922-1927	3	1985-1987	5				
1927-1931	1	1987-1996	4				
1931-1935	3	1996-2001	5				
1935-1937	1						
1937-1941	2						
1941-1951	1						
1951-1954	3						
1954-1957	1						
1957-1959	2						
1959-1968	1						
1968-1970	2						
1970-1974	1						
1974-1977	2						
1977-1982	1						
1982-1986	2						
1986-1990	1						
1990-1994	3						
1994-2004	1						

Número de Manchas Solares

5.5 AÑOS	EP	11 AÑOS	EP
1863-1872	3	1869-1990	5
1872-1889	1		
1889-1905	2		
1905-1917	1		
1917-1933	2		
1933-1942	2		
1942-1962	3		
1962-1985	2		
1985-1998	1		

Bajas Frecuencias del Número de Manchas Solares

5.5 AÑOS	EP	11 AÑOS	EP	60 AÑOS	EP
1862-1873	2	1869-1990	4	1910-1950	3
1873-1939	1				
1939-1951	2				
1951-1963	4				
1963-2000	2				

Altas Perturbaciones del Número de Manchas Solares

1 AÑO	EP	2.1 AÑOS	EP	11 AÑOS	EP
1869-1872	5	1859-1870	1	1861-1881	5
		1870-1875	5	1881-1909	3
1917-1919	5	1875-1914	2	1909-1919	2
1919-1938	2	1914-1920	5	1919-1930	3
1938-1941	5	1920-1945	2	1930-1955	5
		1945-1950	5	1955-1973	3
1949-1951	5	1950-1971	2	1973-1982	5
1951-1958	2	1971-1976	5	1982-2000	3
1958-1961	5	1976-1986	3		
1961-1982	2	1986-1992	5		
1982-1983	5	1992-2002	2		
1983-1999	2				
199-2000	5				

Número de Manchas Solares del HN

5.5 AÑOS	EP	11 AÑOS	EP	22 AÑOS	EP	60 AÑOS	EP
1861-1883	2	1867-1971	5	1880-1978	1	1904-1937	2
1883-1886	3						
1886-1921	2						
1921-1941	1						
1941-1959	3						
1959-1978	2						

Número de Manchas Solares del HS

5.5 AÑOS	EP	11 AÑOS	EP
1861-1885	2	1867-1971	5
1883-1908	1		
1908-1930	2		
1930-1939	3		
1939-1979	1		

En la Siguiete tabla se muestran que periodicidades están presentes en cada una de las series.

Periodicidad (Años)	Temperaturas Superficiales									Manchas Solares				
	G			HN			HS			G			HN	HS
	C	BF	AP	C	BF	AP	C	BF	AP	C	BF	AP	C	C
01			*			*			*			*		
1.5														
2.1												*		
3			*				*		*					
5			*			*				*	*		*	*
11			*	*		*			*	*	*	*	*	*
15			*				*		*					
22	*	*	*	*	*	*	*	*					*	
60	*	*		*	*		*	*					*	

- La periodicidad de 1 año está presente en la Serie de Temperaturas Superficiales (G, HN y HS). En el registro de manchas solares, aparece en la serie global.
- La periodicidad de 2.1 años se presenta en el registro de manchas solares globales.
- La periodicidad de 3 años se presenta en la serie global, y del HS de las temperaturas superficiales (G, HN y HS).
- La periodicidad de 5.5 años, se presenta tanto en las temperaturas superficiales (G y HN), así como en el registro de manchas solares (G, HN y HS).
- La periodicidad de 11 años esta presenta en todas la series de tiempo.
- La periodicidad de 15 años se presenta solo en la Serie de Temperaturas Superficiales en ambos hemisferios.
- La periodicidad de 22 años se presenta en la serie de temperaturas superficiales (G, HN y HS), así como en el registro de manchas solares del HN.
- La periodicidad de 60 años se presenta en la serie de temperaturas superficiales (G, HN y HS), así como en el registro de manchas solares del HN.

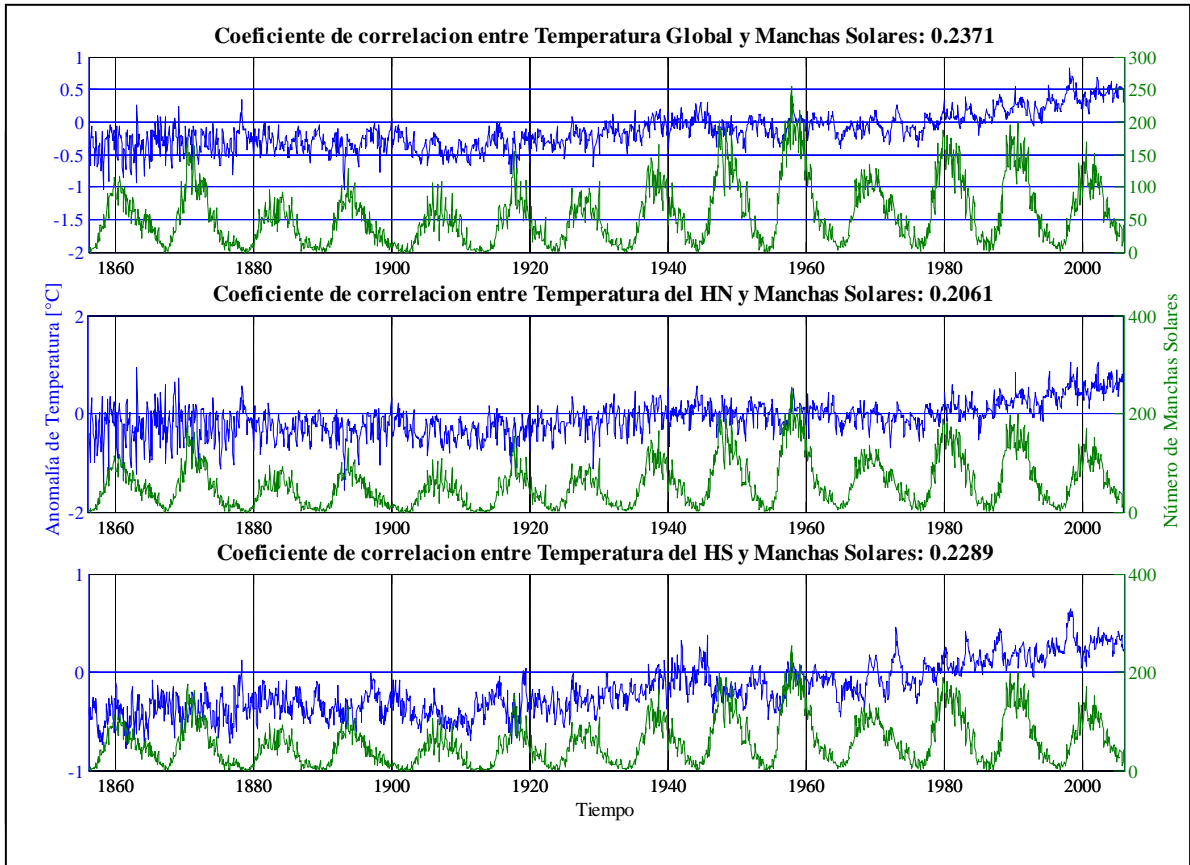


Fig. V.15. Coeficiente de correlación entre Temperaturas y número de Machas Solares, correspondientes al período 1856-2005

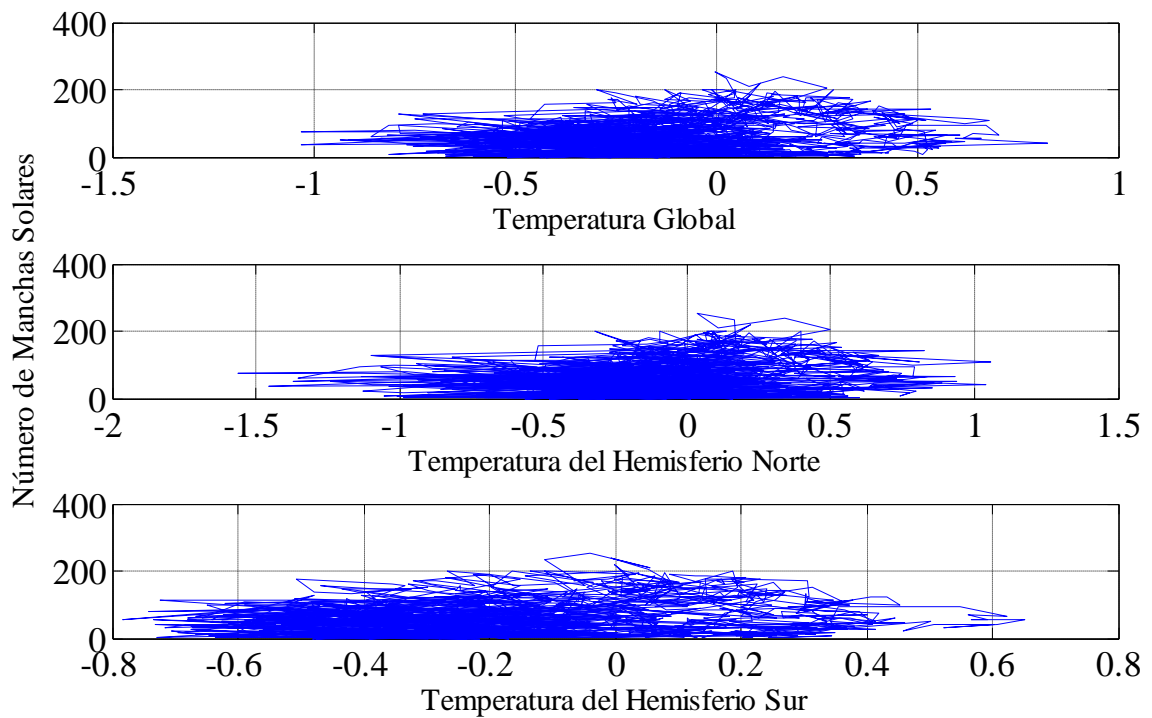


Fig. V.16. Temperatura vs Manchas Solares correspondientes al período 1856-200

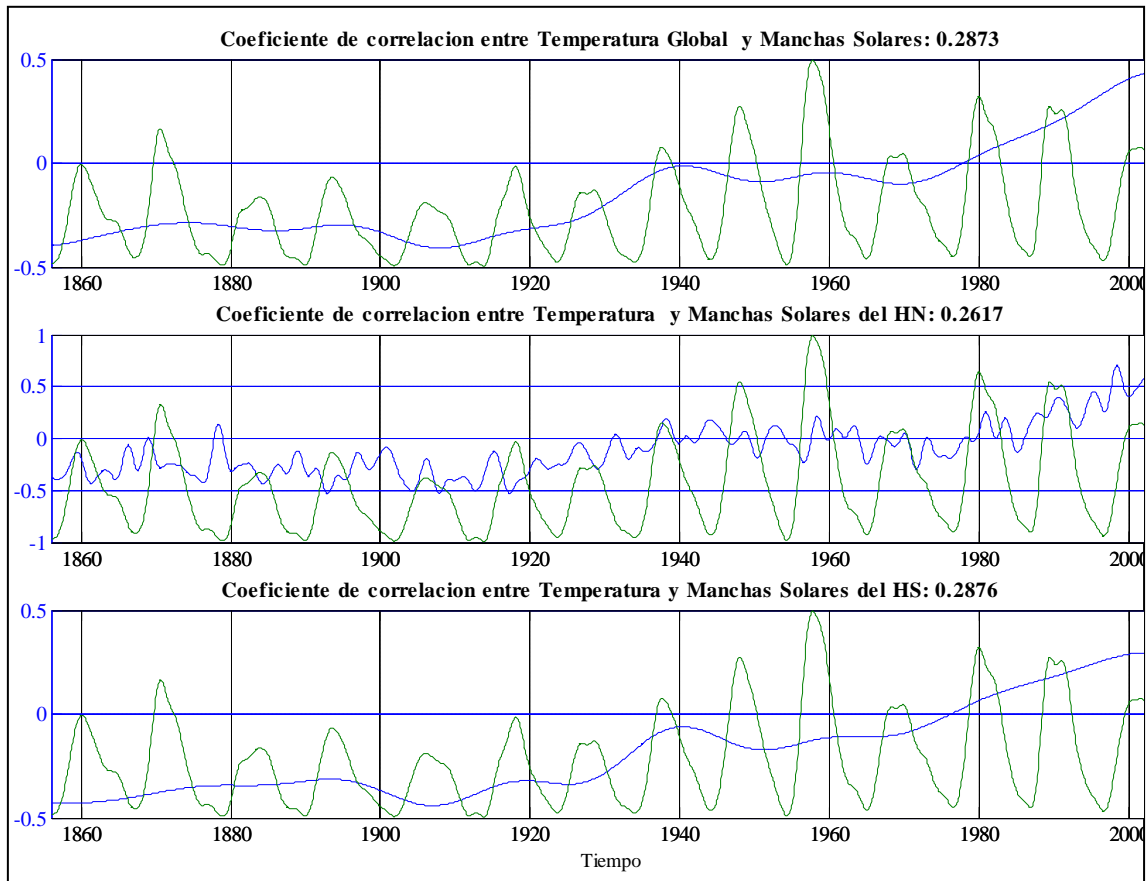


Fig. V.17. Coeficiente de correlación entre Temperaturas y número de Machas Solares, correspondientes al período 1856-2005 (Bajas Frecuencias)

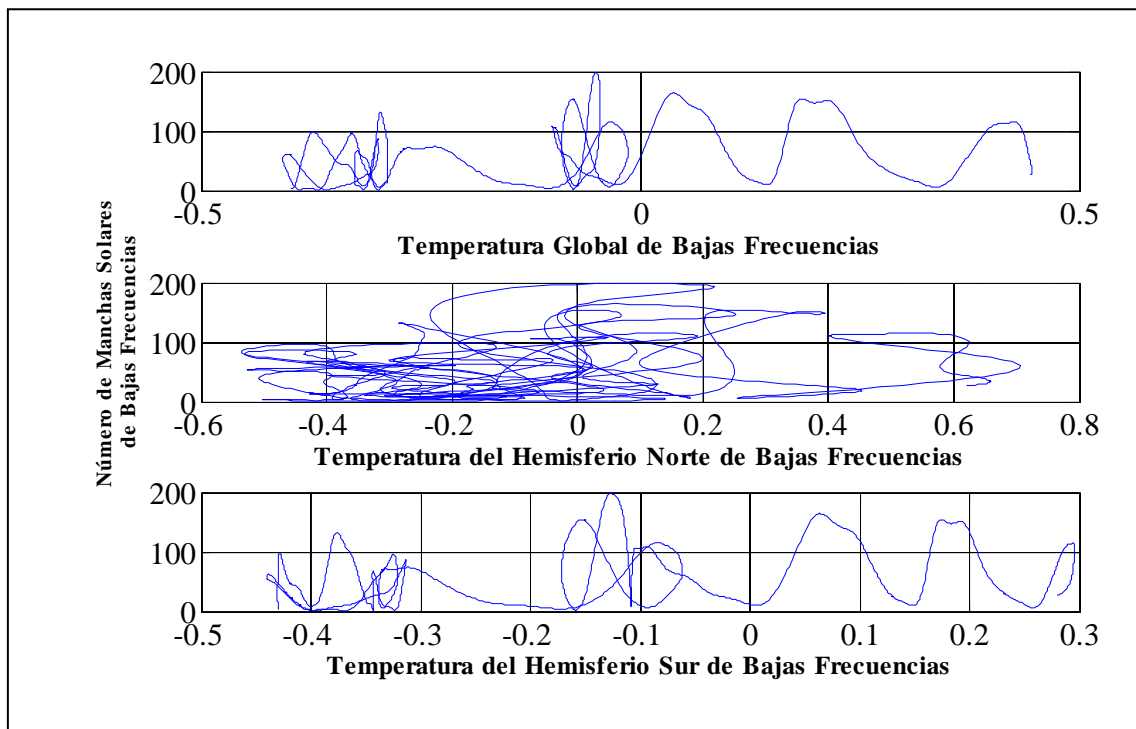


Fig. V.18. Temperatura vs Manchas Solares correspondientes al período 1856-2005 (Bajas Frecuencias)

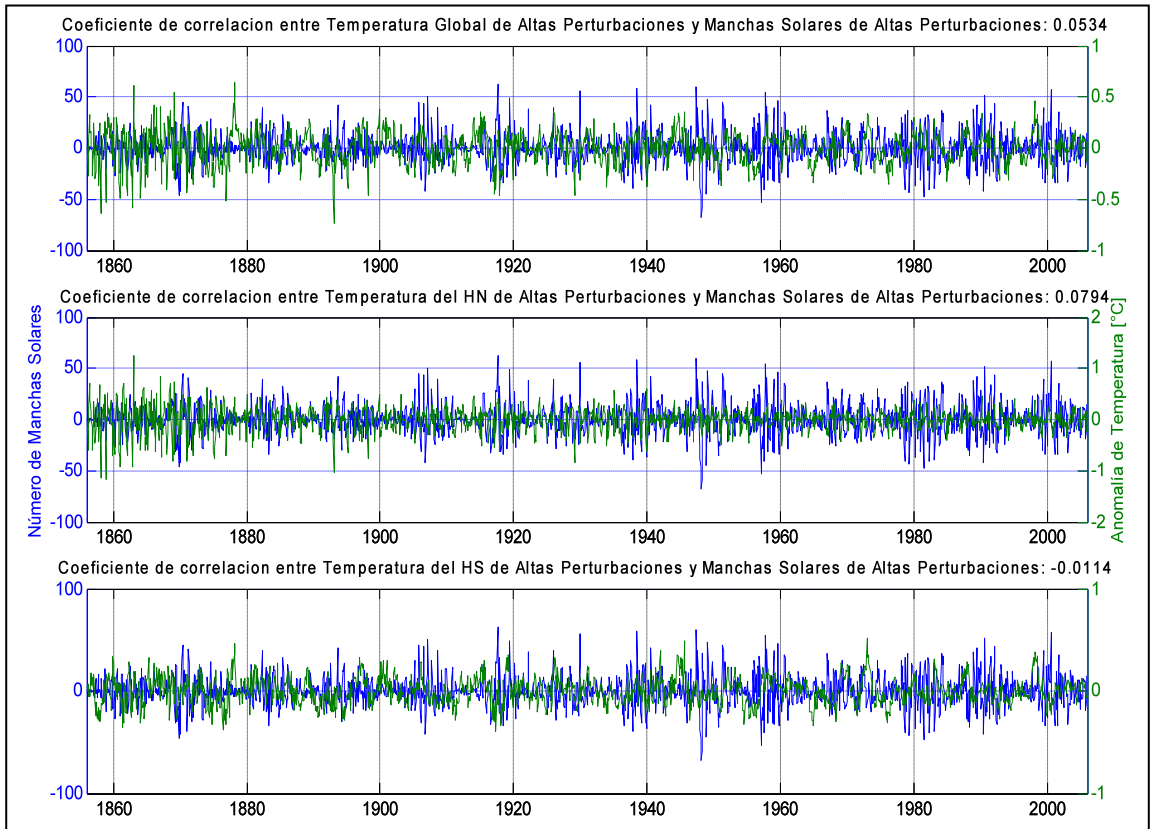


Fig. V.19. Coeficiente de correlación entre Temperaturas y número de Machas Solares, correspondientes al período 1856-2005 (Altas Perturbaciones)

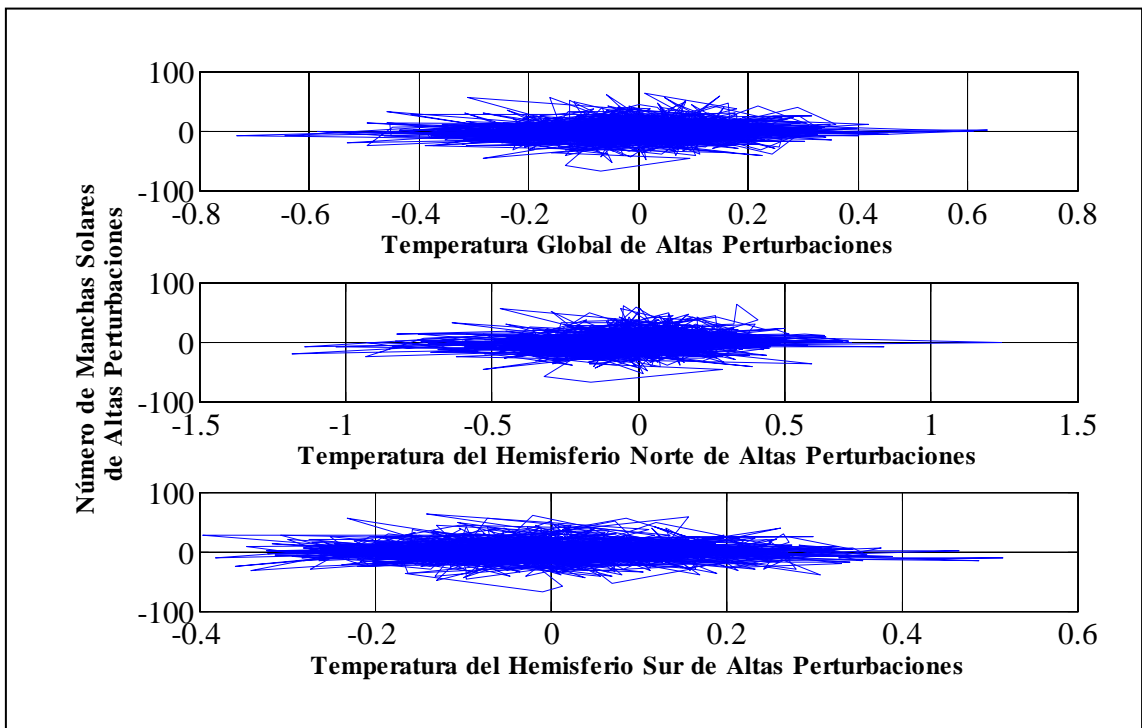


Fig. V.20. Temperatura vs Manchas Solares correspondientes al período 1856-2005 (Altas Perturbaciones)

En las figuras 15,17 y 19 están graficadas las temperaturas y mancha solares globales del HN y del HS, tanto de la serie cruda como la de bajas y altas periodicidades correspondientes al período de tiempo de 1856 a 2006.

El coeficiente de correlación entre el número de manchas solares y la serie de temperaturas superficiales para todas las figuras es muy bajo, lo cual no significa que no exista una relación entre la actividad Solar y la temperatura terrestre sino que probablemente exista una relación mucho más compleja.

En las figuras 16, 18 y 20 están graficadas las temperaturas superficiales (en el eje x), contra el número de manchas solares (en el eje y), esto con la finalidad de ver si la relación que existe entre estas dos variables es lineal. De todas las figuras vemos que la relación no es lineal, lo que explica porque el coeficiente de correlación es tan bajo.

CONCLUSIONES

Las periodicidades de la actividad magnética solar que coinciden con las periodicidades encontradas en la temperatura superficial son las de 1, 3, 5, 11, 15, 22 y 60 años.

Dentro de las temperaturas superficiales vemos que no todas las periodicidades obtenidas se presentan en ambos hemisferios. La de 5 años solo se observa en el HN y las de 3 y 15 años solo se presentan en el HS. Las periodicidades de 1, 11, 22 y 60 años se presentan en ambos hemisferios.

De lo anterior podemos decir que el cambio que ocurre en el HN no es el mismo que el que ocurre en el HS, y las consecuencias de un posible calentamiento o enfriamiento perjudicarían al planeta de diferente manera de acuerdo con la ubicación geográfica de cada país.

Es necesario contar con series de tiempo más largas para poder determinar la presencia de periodicidades de mayor longitud que nos ayuden a determinar si es posible que exista una relación entre la temperatura y la actividad magnética solar de mayor escala.

Haciendo una comparación entre las periodicidades encontradas en el registro de manchas solares y las encontradas en las series de temperatura, y debido a sus coincidencias, es posible que la actividad magnética solar sea uno de los factores externos de la modulación del cambio climático terrestre.

BIBLIOGRAFÍA

II. VARIABILIDAD CLIMÁTICA SUPERFICIAL TERRESTRE DE LOS HEMISFERIOS NORTE Y SUR

Bradley, R.S., 1990: Holocene paleoclimatology of the Queen Elizabeth Islands, Canadian High Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 9, 365-384.

Braun, H. et al., 2005, Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model, *Nature*, 438, 208-211

Briffa K. et al., 1998, Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years, *Nature*, 393, 450-456.

Chamizo y Garritz, 1991. “Química Terrestre” Primera Edición. Fondo de Cultura Económica.

Cordero et al., 2007 Física Espacial, UNAM.

Eharri, L., 1998. Libro Electrónico: “Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente” <http://www.tecnun.es/Asignaturas/Ecologia/Hipertexto/indice.html>

Folland, C.K., and D.E. Parker. 1995. Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 319-367.

Garduño, R.1994. El Veleidoso Clima. Primera Edición. Fondo de Cultura Económica

Jones, P.D., S.C.B. Raper, R.S. Bradley, H.F. Diaz, P.M. Kelly, and T.M.L. Wigley. 1986a. Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25(2):161-179.

Jones, P.D., S.C.B. Raper, and T.M.L. Wigley. 1986b. Southern Hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25(9):1213-1230.

Jones, P.D., T.M.L. Wigley, and P.B. Wright. 1986c. Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature* 322:430-434.

Jones, P. D., 1994: Hemispheric surface air temperature variations: A reanalysis and an update to 1993. *J. Climate*, 7, 1794–1802.

- Jones, P.D., 1995: Land surface temperatures—Is the network good enough? *Climate Change*, 31, 545–558.
- Jones, P.D., and K. R. Briffa, 1992: Global surface air temperature variations over the twentieth century, Part 1: Spatial, temporal and seasonal details. *Holocene*, 2, 165–179.
- Jones, P.D., and K. R. Briffa, 1996: What can the instrumental record tell us about longer timescale paleoclimatic reconstructions? *Climatic Variations and Forcing*.
- Kaspar F. et al., 2005, A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial, *Geophysical Research Letters*, 32, L11703
- Kukla G. 2000, The Last Interglacial, *Science*, 287, 987-988
- Lang C. et al. 1999, 16 oC rapid temperature variation in central Greenland 70,000 years ago, *Science*, 286, 934-937
- Mann M & Bradley R. 1999, Northern hemisphere temperatures during the past millenium : inferences, uncertainties, and limitations, *Geophysical Research Letters*, 26, 7459.
- Mechanisms of the Last 2000 Years, P. D. Jones, R. S. Bradley, and J. Jouzel, Eds., Springer, 625–644.
- Mendoza, B., 2006. “Actividad Solar y Clima”. Monografías del Instituto de Geofísica.
- Mendoza, B., Velasco, V.M. and Jáuregui, E. A Study of Historical Droughts in Southeastern Mexico *Journal of Climate*, 19,12, 2916–2934, 2006.
- Mendoza B., Velasco V.M. and Valdés-Galicia J.F. Mid-Term Periodicities in the Solar magnetic Flux// *Solar Physics*.: 233, 319-330, 2006
- Mendoza B., Velasco V. and García-Acosta V.. Mexican maya lands historical droughts 16th to 19th centuries// *Climatic Change* .: DOI 10.1007/s10584-006-9232-1, 2007
- Mendoza B., Velasco V. and Osorio J. Polar Methane Sulphonic Acid trend associated with solar activity// *JGL*, 2007 in press.
- NOAA, 2000. Programa de Paleoclimatología de la NOAA: “Una Paleoperspectiva del Calentamiento Global.” <http://wdc.cricyt.edu.ar/paleo/es/globalwarming/paleodata.html>
- North Greenland Ice Core Project members, 2004, High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147-151

Parker, D. E., P. D. Jones, A. Bevan, and C. K. Folland., 1994. Interdecadal changes of surface temperature since the 19th century. *Journal of Geophysical Research* 14373-14399.

Parker, D. E., C. K. Folland, and M. Jackson., 1995. Marine surface temperature: observed variations and data requirements. *Climatic Change* 559-600.

P. D. Jones P.D.; Osborn T. J., Briffa K. R., 2001. The Evolution of Climate over the Last Millennium. *Science*. New Series, Vol. 292, No. 5517. (Apr. 27, 2001), pp. 662-667.

Peterson, T. C., and R. S. Vose, 1997. An Overview of the Global Historical Climatology Network Temperature Database, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 2837-2849.

PNUMA y UNFCCC, 2002. Para comprender el cambio climático: Guía elemental de la Convención Marco de las Naciones Unidas.

PNUMA y UNFCCC, 2005. “Cambio Climático: Carpeta de Información”.

Rahmstorf S., 2003, Timing of abrupt climate change, *Geophysical Research Letters*, vol 30, no 10, 17

Sánchez, Oscar., 2006. Diplomado “Tiempo, Clima y Ambiente: Perspectivas del Cambio Climático.”

Schulz M. et al. 1999, Amplitude variations of 1470-year climate oscillations during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass, *Geophysical Research Letters*, 26, 22, 3385-3388

TIE IPCC, 2001. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, Tercer Informe de evaluación 2001: La base Científica.

Versteegh G. J., 2005 Solar Forcing of Climate 2: Evidence from the Past.: 120, 243-286.

Velasco V and Mendoza B. Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena// *Advances in Space Research*, 2007 in press.

Winter A. et al., 2003, Orbital control of low-latitude seasonality during the Eemian, *Geophysical Research Letters*, 30, 4, 12

III. RELACIÓN SOL-TIERRA

Antalová, 1994 *Advances in Space Research* 14 (1994), p. 721.

Appenzeller, c.; t. F. Stocker & m. Anklin, 1998. North Atlantic Oscillation dynamics in Greenland ice cores. *Science*, 282, 446-449.

Attolini, M.R., Cecchini, S., and Galli, M.:1987, *Astrophys. Space Sci.* 134, 103.

Beer, J., Mende, W. and Stellmacher, R. The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 403-415, 2000.

Beer, J.: 2003, *Proc. 28th Int. Cosmic Ray Conf.*, Invited, rapporteur and highlight papers volume, p. 373.

Benevolenskaya, E.E.: 1991, in I. Tuominen, D. Moss, and G. Ru□diger (eds), *The Sun and Cool Stars: Activity, Magnetism, Dynamos*, Springer-Verlag, p. 234.

Bravo, S., 1997. “” Segunda Edición. Fondo de Cultura Económica.

Cordero, G., Lara A., Mendoza B., Maravilla D., Velasco V., Valdés-Galicia J. F., 2007, “Introducción a la Física Espacial”, UNAM. En prensa.

Davis R (1976): Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 6: 249–266.

D. P. Rowell, C. K. Folland, K. Maskell and M. Neil Ward, “Variability of Summer Rainfall over Tropical North Africa (1906-92): Observations and Modeling,” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 121,669-704 (1995)

Enfield D, Mestas-Nuñez A, Trimble P (2001): The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 2077-2080.

Folland, C.K., Palmer, T. y Parker, D. (1986): Sahel rainfall and worldwide sea temperatures: 1901-85. *Nature*, 320, pp. 602-606.

Folland, C.K. Y Karl, T.R. (2001): Observed Climate Variability And Change. En Houghton, J.T. et al. (Eds.): *Climate Change 2001. The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 99-182.

Friis E.-Christensen and Lassen K. 1991, Length of the Solar Cycle: An Indicator of Solar Activity Closely Associated with Climate Science, *New Series*, Vol. 254, No. 5032, pp. 698-700.

Foukal P., Lean J., (1990) An empirical model of total solar irradiance variations between 1874 and 1988, *Science*, 247, 556-558.

Garduño, R., 1994. "El Veleidoso Clima". Primera Edición. Fondo de Cultura Económica

Gershunov A. and T.P. Barnett 1998. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79:2715-2726

Goldenberg S, Landsea C, Mestas-Núñez A, Gray W (2001): The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and Implications. *Science*, 293: 474-479.

Haigh, J.D. Climate Variability and the Influence of the Sun. *Science*, 294, 5549, 2109-2111, 2001.

Hurrell, J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, pp. 676-679

Kane, R. P.: 2003, *J. Geophys. Res.* 108 (A1), 1046, doi:10.1029/2002JA009446

Kato, C., Munakata, K., Yasue, S., Inoue, K., and McDonald, F.B.: 2003, *J. Geophys. Res.* 108, 1367.

Kolomeets, E.V., Mukanov, J.G., and Shvartsman, J.E.: 1973, *Proc. 13th Int Cosmic Ray Conf.* 3, 1207.

Krishnan R, Sugi M (2003) Pacific decadal oscillation and variability of the Indian summer monsoon rainfall. *Clim Dyn* 21:233–242

Kudela, K., Rybák, J., Antalová, A., and Storini, M.: 2002, *Solar Phys.* 205, 165.

Lean, J., Beer, J. and Bradley, R. Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.* 22, 3195–3198, 1995.

Li 2005, Sunspot Unit Area: A New Parameter to Describe Long-Term Solar Variability. *The Astrophysical Journal*

Makarov, V.I. and Sivaraman, K.R.: 1989, *Solar Phys.* 123, 367.

Mantua N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., y Francis, R. C. (1997). A Pacific inter-decadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 78, 1069-1079.

Mantua, N. J., and S. R. Hare (2002), The Pacific Decadal Oscillation, *J. Oceanogr.*, 58, 35– 44.

Mavromichalaki, H. et al.: 2003, *New Astron.* 8, 777.

- McIntosh, P.S., Thompson R.J., and Venkatesan, D.: 1992, *Nature* 360, 322.
- Mendoza, B., 2006. “Actividad Solar y Clima”. Monografías del Instituto de Geofísica.
- Minobe S., 2000: Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the North Pacific. *Progress in Oceanography*, Vol. 47, Pergamon, 381–408.
- Mursula, K., Zieger. B., and Vilppola, J.H.: 2003, *Solar Phys.* 212, 201.
- Mursula, K. and Zieger, B.: 1999: *Proc 26th Int Cosmic Ray Conf.* 7, 123.
- Ogurtsov, M. G., Nagovitsyn, Yu. A., Kocharov, G. E. and Jungner, H., 2002. 'Long-period Cycles of the Sun's Activity Recorded in Direct Solar Data and Proxies. *Sol. Phys.* 211, 371-394, 2002.
- Reid G.C., 1990. Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature record. *Journal of Geophysical Research* 96, pp. 2835–2844.
- Richardson, J.D., Paularena, K.I., Belcher, J.W., and Lazarus, A.J.: 1994, *Geophys. Res., Lett.* 21, 1559.
- Shindell D. T., et al., 2001, Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 294, 2149-2152
- Stenflo, J.O. and Guedel, M.: 1988, *Astron. Astrophys.* 191, 137.
- Sutton RT, Hodson DLR (2005) Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science* 309:115-118
- Thejll P, Christiansen B, Gleisner H (2003) On correlations between the North Atlantic Oscillation, geopotential heights, and geomagnetic activity. *Geophys Res Lett* 30:1347
- Valdés-Galicia, J.F., Otaola, J., and Pérez-Enríquez, R.: 1996, *Solar Phys.* 169, 409.

IV. TEORÍA DE WAVELET

Baliunas, S., P. Frick, D. Sokoloff, and W. Soon, 1997: Time scales and trends in the central England temperature data (1659–1990): A wavelet analysis. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1351–54.

Daubechies, I., 1990: The wavelet transform time-frequency localization and signal analysis. *IEEE Trans. Inform. Theory*, 36, 961–1004.

Donoho, D. L., and I. M. Johnstone, 1994: Ideal spatial adaptation by wavelet shrinkage. *Biometrika*, 81, 425–455.

Farge, M., 1992: Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 24, 395–457.

Farge, M., 1992: Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 24, 395–457.

Gamage, N., and W. Blumen, 1993: Comparative analysis of lowlevel cold fronts: Wavelet, Fourier, and empirical orthogonal function decompositions. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2867–2878.

Gilman D.L., Fugliste, E.J., Mitchell, J.R.: 1963, *J. Atm. Science* 20, 182.

Gu, D., and S. G. H. Philander, 1995: Secular changes of annual and interannual variability in the Tropics during the past century. *J. Climate*, 8, 864–876.

Kaiser, G., 1994: *A Friendly Guide to Wavelets*. Birkhäuser, 300 pp.

Lindsay, R. W., D. B. Percival, and D. A. Rothrock, 1996: The discrete wavelet transform and the scale analysis of the surface properties of sea ice. *IEEE Trans.*

Liu, P.C. 1994. Wavelet spectrum analysis and ocean wind waves. in *Wavelets in Geophysics*, E. Foufoula-Georgiou and P. Kumar, Eds., Academic Press, 151-166.

Mak, M., 1995: Orthogonal wavelet analysis: Interannual variability in the sea surface temperature. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 2179–2186.

Mendoza, B., Velasco, V.M. and Jáuregui, E. A Study of Historical Droughts in Southeastern Mexico *Journal of Climate*, 19,12, 2916–2934, 2006.

Mendoza B., Velasco V.M. and Valdés-Galicia J.F. Mid-Term Periodicities in the Solar magnetic Flux// *Solar Physics*.: 233, 319-330, 2006

Mendoza B., Velasco V. and García-Acosta V.. Mexican maya lands historical droughts 16th to 19th centuries// *Climatic Change* .: DOI 10.1007/s10584-006-9232-1, 2007

Mendoza B., Velasco V. and Osorio J. Polar Methane Sulphonic Acid trend associated with solar activity// JGL, 2007 in press.

Meyers, S. D., B. G. Kelly, and J. J. O'Brien, 1993: An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of Yanai waves. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2858–2866.

Polikar Robi, 2001. Fundamental concepts & an overview of the wavelet theory Second Edition

Torrence, Ch. and Compo, G.P.: 1998, *Bull. Amer. Met. Soc.* 79, 61.

Velasco V. and B. Mendoza. Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena// *Advances in Space Research*, 2007 in press.

Velasco V., Valdés-Galicia J.F. and Mendoza B. The 120-yrs solar cycle of the cosmogenic isotopes.: 30th International Cosmic Ray Conference, Yucatan, Mexico 2007

Velasco V., Mendoza B. and Valdés-Galicia J.F. The 120-yrs cycle of the magnetic solar activity.: AGU, Acapulco Mexico, 2007.

Wang B., and Wang, Y., 1996 “Temporal structure of the southern oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis”, *J. Climate* 9, 1586-1598.

Wang Y. et al., 2001, A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China, *Science*, 294, 2345-2348.

Wang Y. Et al., 2005, The Holocene asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate, *Science*, 308, 854-857.

Weng, H., and K.-M. Lau, 1994: Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2523–2541.