

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

**CAMBIO CLIMÁTICO Y ACTIVIDAD SOLAR EN EL
HOLOCENO**

TESIS

PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERA GEOFÍSICA

PRESENTA:

BRENDA GRISSET OCAMPO RÍOS

DIRECTOR DE TESIS:

DR. VÍCTOR MANUEL VELASCO HERRERA

Febrero 2009



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatorias

*Dedico con todo mi amor este trabajo a los mejores padres que pude haber tenido,
Graciela Ríos Castrejón y Miguel Angel Ocampo López,
sin ustedes no sería lo que soy ahora.*

*A mis hermanos David y José Miguel porque a pesar de ser los hermanos menores siempre se han
comportado como los mayores.*

A Marcos por darme todo su amor en estos años de Universidad.

A mis amigos de toda la vida por estar presentes en todos los buenos y malos momentos.

A todos y cada uno de mis compañeros geofísicos y geólogos.

Nuestra recompensa se encuentra en el esfuerzo y no en el resultado.

Un esfuerzo total es una victoria completa.

Mahatma Gandhi (1869-1948).

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería por la educación de excelencia que me han brindado.

A mi asesor de Tesis, el Dr. Víctor Manuel Velasco Herrera por su persistente guía y apoyo para la realización de este trabajo.

A mis sinodales por sus valiosas aportaciones.

Al instituto de Geofísica de la UNAM.

A todos los buenos profesores que he tenido en mi vida.

Índice general

Índice de figuras	IV
Resumen	VI
1. Introducción	1
2. Conceptos sobre el clima Terrestre	3
2.1. Tiempo atmosférico	3
2.2. Clima	4
2.3. Paleoclimatología	4
2.4. Proxies	4
2.4.1. Proxies biológicos	5
2.4.2. Proxies geológicos	6
2.5. Importancia de la Paleoclimatología	8
2.6. Cambio climático	9
2.7. Cambio climático rápido	9
2.8. Calentamiento global	10
2.9. Gases de Efecto Invernadero	10
2.10. Posibles causas del cambio climático	11
2.11. Sistema climático	12
2.11.1. La atmósfera	12
2.11.2. La hidrosfera	14
2.11.3. La Criosfera	15
2.11.4. La biosfera	15
3. Relación Sol-Tierra	17
3.1. El Sol	17

3.1.1. El núcleo	18
3.1.2. La Atmósfera solar	19
3.2. Actividad Solar	21
3.3. Manchas solares	21
3.4. Protuberancias	22
3.5. Hoyos coronales	23
3.6. Rafágas	24
3.7. Viento solar	25
3.8. Campo magnético interplanetario	25
3.9. Registros de actividad solar	26
3.9.1. Registros históricos	26
3.9.2. Registros isótopicos	27
3.9.3. Mediciones del campo geomagnético	29
4. El Holoceno	30
4.1. Interglacial Eemiense	30
4.2. El Holoceno	31
4.2.1. Younger Dryas	32
4.2.2. Primera mitad del Holoceno	34
4.2.3. Segunda mitad del Holoceno	37
4.2.4. Período cálido medieval	39
4.2.5. Pequeña edad de hielo	40
4.3. Actividad Solar en el Holoceno	41
4.3.1. Constante Solar	41
4.3.2. Manchas y ciclos Solares	41
5. Teoría de Wavelet	45
5.1. Introducción	45
5.2. Antecedentes históricos de la transformada Wavelet	46
5.3. Conceptos básicos	48
5.3.1. Señal	48
5.3.2. Señal estacionaria	48
5.3.3. Representación de señales	51
5.3.4. Funciones Periódicas	51
5.3.5. Principio de incertidumbre de Heisenberg	51
5.4. Transformada de Fourier	51

5.4.1.	Transformada de Fourier con ventanas	52
5.5.	Transformada Wavelet	54
5.5.1.	Momentos de desvanecimiento	55
5.5.2.	Wavelet Madre	55
5.5.3.	Ejemplos de funciones Wavelet	57
5.5.4.	Transformada Wavelet Continua	61
5.5.5.	Transformada Wavelet Semidiscreta	62
5.5.6.	Transformada Wavelet Discreta (DWT)	63
6.	Procesamiento de datos	65
6.1.	Adquisición de Datos	66
6.1.1.	Datos del Polo Norte	67
6.1.2.	Datos del Polo Sur	69
6.2.	Técnicas de procesamiento utilizadas	70
6.2.1.	Codificación de sub bandas	70
6.2.2.	Espectro de Potencias de Wavelet	72
6.2.3.	Cono de Influencia (CI)	73
6.2.4.	Espectro Global Wavelet	74
6.2.5.	Espectro de Fourier de ruido rojo	75
6.2.6.	Niveles de Significancia	76
6.3.	Análisis Wavelet	76
6.3.1.	Análisis Wavelet de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes al Polo Norte	78
6.3.2.	Análisis Wavelet de ^{10}Be correspondientes al Polo Norte	82
6.3.3.	Análisis Wavelet de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes al Polo Sur	84
6.3.4.	Análisis Wavelet de ^{10}Be correspondientes al Polo Sur	88
6.3.5.	Análisis Wavelet de ^{14}C	92
7.	Interpretación de los resultados	96
8.	Conclusiones	99
	Bibliografía	101

Índice de figuras

2.1. Capas de la atmósfera [Modificado de Eduspace, 2008]	13
3.1. Estructura del Sol [SOHO, 2008].	18
3.2. Manchas solares [Modificada de SOHO,2008].	22
3.3. Protuberancias [SOHO, 2008].	23
3.4. Hoyos coronales [SOHO, 2008].	24
3.5. Interacción entre viento solar y campo magnético terrestre [SOHO, 2008].	26
4.1. Interglacial Eemiense [Modificado de Stanley, 2002].	31
4.2. Younger Dryas [Uriarte, 2003].	33
4.3. Polo norte al inicio del Holoceno [Tarbuck, 2003].	34
4.4. Manto Laurentino y Finoescandinavo [Uriarte, 2003].	35
4.5. Paisajes de África hace 6,000 años [Uriarte, 2003].	36
4.6. Intervalos de frío de los últimos 3500 años. Registros de anillos de pinos de California [Modificado de Stanley, 2002].	39
4.8. Mínimo de Maunder y Dalton (NASA, 2008).	43
4.7. Evolución de las temperaturas del mar (SST) en los últimos 2,500 años. Costa de Mauritania, Bermuda y Summit, Groenlandia. Se observan el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo [Demenocal, 2000].	44
5.1. Señal estacionaria y espectro de Frecuencias [Polikar, 2001].	49
5.2. Señal No estacionaria y espectro de Frecuencias [Polikar, 2001].	50
5.3. Transformada rápida de Fourier [Polikar, 2001].	53
5.4. Enrejado tiempo-frecuencia [Polikar, 2001].	54
5.5. Wavelet de Haar.	57
5.6. Wavelet Mexican Hat.	58
5.7. Wavelet de Daubechies.	58

5.8. Wavelet de Symmlet.	59
5.9. Wavelet de Coiflet.	59
5.10. Wavelet Gaussiana.	60
5.11. Wavelet de Morlet.	61
5.12. Enrejado del plano Tiempo-Escala en Wavelet [Polikar, 2001].	63
6.1. Mapa de Groenlandia indicando la zona de estudio GISP2 [Tomado de GISP2, 06].	68
6.2. Mapa de la Antártida mostrando la localización de la obtención de los núcleos de hielo, Taylor Dome [Tomado de NGDC, 2009].	69
6.3. Proceso de filtrado.	71
6.4. Proceso de descomposición múltiple de una señal.	71
6.5. Espectro de Potencias de Wavelet de la Oscilación del Ártico [Modificado de Torrence, 1998].	73
6.6. Cono de influencia dentro del espectro de potencias de Wavelet de la serie de Oscilación del Ártico [Modificado de Torrence, 1998].	74
6.7. Espectros de potencias, global de wavelet y de ruido rojo de los datos del Pacífico sur correspondientes al fenómeno de oscilación de EL Niño [Modificado de Torrence, 1998].	75
6.8. Análisis Wavelet para la serie de $\delta^{18}\text{O}$ en el polo Norte, 11 500 años.	78
6.9. Análisis Wavelet para la serie de $\delta^{18}\text{O}$ en el polo Norte, 10 000 años.	80
6.10. Análisis Wavelet para la serie de ^{10}Be en el polo Norte, 11 500 años.	82
6.11. Análisis Wavelet para la serie de $\delta^{18}\text{O}$ en el polo Sur, 11 500 años.	84
6.12. Análisis Wavelet para la serie de $\delta^{18}\text{O}$ en el polo Sur, 10 000 años.	86
6.13. Análisis Wavelet para la serie de ^{10}Be en el polo Sur, 11 500 años.	88
6.14. Análisis Wavelet para la serie de ^{10}Be en el polo Sur, 10 000 años.	90
6.15. Análisis Wavelet para la serie de ^{14}C , 11 500 años.	92
6.16. Análisis Wavelet para la serie de ^{14}C , 10 000 años.	94

Resumen

Comprender el sistema terrestre y en particular su clima, es uno de los mayores retos intelectuales encarados por la ciencia. Los procesos que tienen influencia sobre el clima, los mecanismos a través de los cuales éstos actúan y las respuestas que generan, son en general, tan complejos y tan escasamente comprendidos como importantes. Los registros observados de los procesos climáticos abarcan sólo los últimos años de la historia de la Tierra y en algunos casos, están afectados por influencias antropogénicas. Los paleoregistros del clima pasado son muy importantes para el desarrollo del conocimiento científico de los sistemas climáticos a nivel local, regional y global. Existen varios registros disponibles para el estudio del clima, sin embargo, los núcleos de hielo de los casquetes polares proporcionan la vista más directa y con mayor resolución de las paleotemperaturas. En esta tesis se analizarán los datos de isótopos $\delta^{18}\text{O}$ y ^{10}Be que se encuentran en los núcleos de hielo perforados en los casquetes polares, y ^{14}C obtenido de diversas localidades alrededor del mundo en anillos de árboles, corales y foraminíferos. Como se observará en los capítulos subsecuentes, son indicadores importantes para las reconstrucciones paleoclimáticas, el período que se analizará es el Holoceno correspondiente a los últimos 11500 años. El $\delta^{18}\text{O}$ es un indicador de paleotemperaturas, representa las variaciones de temperatura, el ^{10}Be es un isótopo cosmogénico y su concentración depende de la actividad solar, ya que a mayores proporciones de éste isótopo menor es la actividad solar y viceversa, al igual que el ^{14}C , el cual es un isótopo muy utilizado para fechamiento en general, además se ha reconocido que las variaciones geomagnéticas pueden afectar su producción de manera similar que las variaciones en el campo magnético interplanetario. Teniendo las bases teóricas se puede hacer un análisis de las series temporales de $\delta^{18}\text{O}$, ^{10}Be y ^{14}C para encontrar las periodicidades que nos ayuden a comprender el sistema climático y analizar la posible interferencia del Sol como modulador del clima terrestre, para ello se utiliza como herramienta de análisis la Transformada Wavelet que nos permite analizar series temporales no estacionarias, como es el caso de las señales provenientes de estudios geofísicos, que tienen un patrón de comportamiento más complejo que otro tipo de señales. Los resultados obtenidos muestran que el Sol es posiblemente uno de los moduladores del clima terrestre y se confirma la existencia de las periodicidades mostradas en la literatura.

Capítulo 1

Introducción

*Estudia el pasado si quieres pronosticar el futuro.
Confucio (551 AC-478 AC).*

A pesar de que el clima durante el Holoceno (11500 años antes del presente) ha sostenido el crecimiento y desarrollo de las sociedades modernas, el conocimiento sistemático sobre la variabilidad climática durante este período es muy escasa. Durante la última década, algunos estudios paleoclimáticos han destacado las fluctuaciones climáticas extremas del último período glacial, lo que demuestra que el Holoceno no ha sido tan estable como se ha manejado. La comparación de diversos registros paleoclimáticos con series temporales de forzamientos climáticos sugiere que los cambios en la insolación relacionada a las variaciones orbitales y a la variabilidad solar juegan un papel central en los cambios a escala global de los últimos 11500 años. Las variaciones climáticas durante el Holoceno han sido más largas y más frecuentes de lo que se ha propuesto [Mayewski, 2004].

El objetivo de esta tesis es correlacionar las diferentes periodicidades que presenta la actividad solar con los indicadores indirectos de paleotemperaturas, para ello se utilizarán los datos paleoclimáticos de temperatura ($\delta^{18}\text{O}$) y datos indicadores de actividad solar en el pasado (^{10}Be y ^{14}C), a fin de verificar la existencia de alguna relación entre la actividad solar y el clima.

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

En el capítulo II: ***Conceptos sobre el clima terrestre*** se describen algunos conceptos básicos que se utilizan en esta tesis, referentes al sistema climático y diversos conceptos necesarios para la comprensión del problema a tratar.

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: ***El Holoceno*** se describe el período correspondiente a los últimos 11 500 años de acuerdo a sus características climáticas y geológicas.

En el capítulo V: *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 VI: *Procesamiento de datos* se muestra el procedimiento y las técnicas utilizadas para el análisis wavelet de los datos.

En el capítulo VII: *Análisis de datos* se dan a conocer las periodicidades encontradas y la relación que guardan con la actividad solar.

En el capítulo VIII: *Conclusiones* se muestra que una vez aplicado el procesamiento de los datos y el análisis respectivo de éstos, se obtienen resultados que permiten realizar una interpretación del problema propuesto.

Capítulo 2

Conceptos sobre el clima Terrestre

*Las masas humanas más peligrosas
son aquellas en cuyas venas
ha sido inyectado el veneno del miedo...
del miedo al cambio.
Octavio Paz (1914-1998).*

Actualmente se ha retomado el interés del tema de cambio climático, debido a las implicaciones que tiene sobre la vida humana, estudiar el completo rango de variaciones climáticas a lo largo de la historia de la Tierra para tener una mejor comprensión del clima actual, para esto se hacen reconstrucciones climáticas por medio de indicadores indirectos de paleotemperaturas y actividad solar y se analizan los posibles factores.

El clima durante el Holoceno ha sostenido el crecimiento y desarrollo de las sociedades modernas, sorprendentemente hay muy pocos estudios sistemáticos sobre la variabilidad climática durante este período por lo que es importante tener un conocimiento de éste para poder comprender los fenómenos climáticos actuales.

2.1. Tiempo atmosférico

El tiempo atmosférico o condiciones meteorológicas, comprenden todos los variados fenómenos que ocurren en la atmósfera de la Tierra o de un planeta, es el estado de las condiciones atmosféricas (frío/calor, húmedo/seco, soleado/nublado) que existen sobre un período de tiempo relativamente corto (de unas horas a un par de días). Estas incluyen el paso de huracanes, tormentas y la persistencia de ondas de calor y frío. La variabilidad del tiempo y los eventos extremos pueden ser una repuesta impredecible al cambio climático [Wood, 2001].

2.2. Clima

El clima son las condiciones meteorológicas que se esperan en un periodo de tiempo ya sea un mes una estación, una década o un siglo. Técnicamente se puede definir como el resultado del estado promedio del sistema atmósfera-océano-tierra, a menudo se describe en términos de **clima normal** o condiciones climáticas promedio (el promedio del tiempo meteorológico en un periodo de alrededor de 30 años) [Wood, 2001] . En general, son las propiedades estadísticas de la atmósfera [Aguado, 2004].

2.3. Paleoclimatología

El paleoclima es el estudio del clima pasado, del griego *paleos* (antiguo), *logos* (estudio o tratado) y del término *clima*. Es lo que existió antes de que los humanos comenzaran a recolectar mediciones instrumentales del estado del tiempo (temperatura con un termómetro, presión a nivel del mar con un barómetro, velocidad del viento con un anemómetro). En lugar de utilizar instrumental de registro meteorológico; los paleoclimatólogos usan registros del ambiente o proxies (indicadores) para inferir condiciones climáticas pasadas [Wood, 2001].

2.4. Proxies

Los registros de cambios climáticos del pasado provenientes de satélites y mediciones humanas se consideran demasiado efímeros, abarcan no más de 30 y 50 años atrás, para examinar el completo rango de variaciones climáticas, por lo que es importante analizar los datos de los registros paleoclimáticos [Wood, 2001].

Algunas veces es posible aprender acerca del paleoclima examinando los elementos que de alguna u otra manera fueron expuestos a éste y que llevan e imprimen las condiciones climáticas pasadas. Tales registros, los cuales son mediciones indirectas de los elementos climáticos y son testigos del pasado, los llamados datos proxy o indicadores paleoclimáticos [Benestad, 2006] .Los proxies que podemos encontrar en la naturaleza son:

- Proxies biológicos.
- Proxies geológicos.

La regla general para los datos proxy se basa a menudo en un número de suposiciones tales como la estacionaridad (una propiedad estadística que no cambia a través del tiempo) por lo que estos registros son menos confiables que los instrumentales [Benestad, 2006].

2.4.1. Proxies biológicos

Anillos de árboles

Los anillos de árboles muy antiguos y de madera fosilizada proporcionan dos tipos de información:

1. Si se cuentan los anillos, se muestra el rápido crecimiento durante el verano y el lento crecimiento durante el invierno, es posible fechar eventos en orden cronológico.
2. El ancho de los anillos indican cuan caliente o frío ha sido el verano.

La cronología de los anillos de árboles (dendrocronología) puede ser usada para medir directamente las condiciones climáticas, pero se deben utilizar modelos empíricos para relacionar las características de los anillos con los elementos climáticos. Es posible desarrollar relaciones estadísticas (modelos empíricos) entre el ancho de los anillos de los árboles y por ejemplo, la temperatura media veraniega a través de un análisis de regresión para un período en donde la temperatura es conocida y existe la información de los anillos. Diversos factores como la energía solar, la humedad, los parásitos, la competencia entre diferentes especies, tanto como las temperaturas pueden afectar la tasa de crecimiento, de manera que los datos de los anillos de árboles por lo regular no proporcionan un registro perfecto del clima del pasado [Benestad, 2006].

Corales

Los corales tienen esqueletos duros de carbonato de calcio (CaCO_3). Algunos corales forman anillos anuales de carbonato de calcio a medida que crecen. Al igual que los anillos de los árboles, estos pueden utilizarse para calcular temperaturas. Cuando la temperatura del mar es cálida el coral crece más rápido que si fuera fría, así que los años más cálidos generarán anillos de crecimiento más anchos y los años más fríos, anillos más finos. Los isótopos de oxígeno contenidos en el carbonato de calcio también pueden ser usados para calcular la temperatura que tenía el agua cuando el coral creció [Schlumberger, 2003].

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 que el sedimento fue depositado. Entonces, se pueden hacer inferencias sobre el clima basándose en los tipos de plantas encontradas en cada capa [Schlumberger, 2003].

2.4.2. Proxies geológicos

Los glaciares y los casquetes polares que se forman bajo condiciones frías y se retiran durante periodos cálidos, las morrenas de los glaciares, los restos de hielo deslizado, las rocas meteorizadas y los niveles del mar antiguos pueden indicar variaciones climáticas pasadas. El fechamiento de tales características geológicas tiende a ser muy incierto, sin embargo se pueden obtener fechas aproximadas a través de proporciones isotópicas, conteo de capas geológicas y composición química. Los sedimentos lacustres han sido usados también para reconstrucciones paleoclimáticas. Los registros de isotopos de oxígeno y las concentraciones de yeso (CaSO_4) han sido utilizados para inferir cambios relativos en la proporción de evaporación/precipitación [Benestad, 2006].

Núcleos de hielo

Sabemos que en la Tierra se forman estratos sobreponiendo capas de diversos materiales rocosos; de forma análoga tenemos capas de hielo acumuladas a través de miles de años en los casquetes polares, glaciares, etc. Un núcleo de hielo es una muestra cilíndrica de hielo que se obtiene mediante la perforación del subsuelo a diversas profundidades. Este hielo, está formado por hidrógeno y oxígeno. En pequeñas cantidades el hidrógeno compone una forma especial y pesada denominada deuterio. Los científicos observaron una relación entre la temperatura local y la concentración de deuterio en el hielo recolectado durante períodos en los que también se conocía la temperatura. No existe ninguna razón para creer que esta relación haya cambiado con el tiempo así que los niveles de deuterio en el hielo antiguo pueden ser utilizados para reconstruir el clima del pasado. El hielo además contiene polvo, que a veces se presenta en capas que indican importantes erupciones volcánicas que diseminaron polvo en todo el mundo. Los núcleos de hielo también contienen pequeñas burbujas de aire antiguo, que pueden ser analizadas para descubrir las concentraciones de gases como el CO_2 y algunos isótopos como el $\delta^{18}\text{O}$, ^{10}Be y ^{14}C [Schlumberger, 2003].

Oxígeno 18

El peso atómico del oxígeno es mayoritariamente 16, pero existe una pequeña fracción de moléculas de agua (0.12 por ciento, aproximadamente) cuyo oxígeno tiene un peso atómico de 18. Esto implica que las moléculas de agua que contienen oxígeno pesado, H_2^{18}O , pesan más que las que contienen oxígeno ligero, H_2^{16}O . Las moléculas de agua con peso atómico menor se evaporan más fácilmente que las de mayor peso. Si las moléculas de ^{18}O han pasado a una fase de vapor, se condensan y vuelven al océano antes que las moléculas de ^{16}O (que es más ligero). De manera que, el océano siempre tiene un contenido más alto de ^{18}O (ya que le cuesta mas trabajo pasar de un estado a otro) que el vapor de agua atmosférico. El contenido de ^{18}O en el agua del mar es mayor que el agua que

se precipita en forma de lluvia o de nieve o la que se acumula en forma de hielo en los casquetes continentales.

Los isótopos de oxígeno 18 (^{18}O) son estables y ocurren naturalmente. Harold Urey sugirió en 1947 que los isótopos de oxígeno en ostras fosilizadas pueden proporcionar información sobre las temperaturas del pasado. La proporción $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (para simplificar se puede escribir como $\delta^{18}\text{O}$) en carbonato de calcio biológicamente producido en el océano (corales) es a menudo usada para inferir la proporción $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el agua de mar. La diferencia entre la proporción de agua de mar y la de carbonato es una función bien definida de temperatura. Una alta proporción es asociada con bajas temperaturas. La conversión de proporciones isotópicas en carbonato de calcio asume que la composición del isótopo del oxígeno es conocida para el agua del mar. Cuando una parte substancial del agua es atrapada en capas de hielo, los océanos tienen una alta proporción $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, cuando no hay hielo en el continente, la proporción en el mar disminuye, por lo tanto este proxy ha sido usado también como un indicador de las edades de hielo, ya que conociendo las variaciones de estas proporciones se deduce la existencia o no de glaciaciones continentales (Cuadro 2.1). Una fuente de error es que los fluidos en los sedimentos pueden cambiar las composiciones del oxígeno isotópico más allá de los valores originales durante y después de la fosilización. Alrededor de 1980 fue propuesta una hipótesis basada en el ^{18}O declarando que a pesar del calentamiento desde el Cretácico hasta el Eoceno tardío (67 a 35 millones de años atrás), las concentraciones de CO_2 atmosférico (1000 ppm) fueron más altas que las de ahora, las regiones polares fueron más cálidas sin embargo las zonas tropicales fueron alrededor de 10 grados Centígrados más frías que hoy en día. El ^{18}O de los fósiles de foraminíferos planctónicos ¹ de este período cálido, que vivían cerca de la superficie del océano, indica altos niveles de ^{18}O , y por lo tanto temperaturas frías. Esto es conocido como la paradoja *cool-tropics*. Se ha mostrado recientemente que el nivel de ^{18}O puede ser engañoso debido a la recristalización subsecuente en el fondo del océano mucho después de que el plancton ha muerto, caído al fondo y fosilizado.

El análisis isotópico del oxígeno contenido en la caliza de los foraminíferos fósiles depositados en el fondo del mar y en el agua del hielo recogido en los sondeos de los mantos de Groenlandia y de la Antártida, permite determinar la evolución pasada de la concentración de ^{18}O y deducir de ello la evolución térmica marina y atmosférica.

¹Los foraminíferos son animales microscópicos, pertenecientes al zooplancton. Sus conchas de caliza permiten estudiar las variaciones isotópicas del oxígeno y del carbono marino, y ofrecen claves sobre las temperaturas del agua, el volumen de los hielos e, incluso, el funcionamiento de las corrientes marinas. Además las variaciones en el hábitat marino de sus diferentes especies son también indicativas de la evolución climática. Así mismo, el análisis de la concentración de algunos elementos químicos presentes en pequeñas cantidades en sus conchas es utilizado en la investigación paleoceanográfica y paleoclimática.



Tabla 2.1. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 18 en periodos glaciares e interglaciares (Uriarte, 2003).

Sedimentos lacustres y oceánicos

Los ríos continuamente transportan barro y arena de la tierra hacia lagos, mares y océanos, en donde se depositan para formar capas de sedimentos. Los núcleos de estos sedimentos pueden revelar fósiles pequeños y productos químicos que pueden ayudar en la interpretación del clima del pasado. Los granos de polen son particularmente útiles. Son muy duros, así que a menudo están bien preservados en las capas de sedimentos. Cada tipo de planta produce granos de polen de formas diferentes. El análisis de los granos de polen puede revelar que tipos de plantas crecían en las cercanías, y así indicar cómo era el clima [Schlumberger, 2003]. Se asume que los lagos están cerca del punto de saturación para el yeso y el mineral sólo precipita en aguas someras durante condiciones climáticas normales. El volumen de agua y por lo tanto el nivel del agua, es reducido durante periodos secos y el punto de saturación se excede, favoreciendo la precipitación de yeso a través del lago [Benestad, 2006].

Los registros paleoclimáticos nos permiten evaluar las causas del pasado cambio climático y nos ayudan a desenmarañar las causas de tal cambio (por ejemplo: erupciones volcánicas, impactos de meteoritos, variaciones orbitales, variabilidad solar, *etc.*) que puedan explicar el calentamiento global del siglo XX.

2.5. Importancia de la Paleoclimatología

La Paleoclimatología no sólo incluye la colección de evidencias del clima pasado si no la investigación los procesos que involucran estas condiciones. El ambiente, incluyendo a la atmósfera y a las condiciones de agua, es reflejado en la física y química de los restos recuperados de animales y

plantas, de manera que el clima pasado está encerrado en la naturaleza [Wood, 2001]. Por medio de las comparaciones de clima actuales y pasadas, se puede tener idea de la razón a la cual las condiciones climáticas han cambiado. La temperatura terrestre media global se ha elevado y disminuido muchas veces debido diversas causas. La tierra tiene períodos de clima frío, edades de hielo y períodos de clima caliente llamados períodos interglaciares. Han existido épocas donde la temperatura media de la tierra ha sido más caliente que en nuestros días; la cual es alrededor de 12 a 13 grados centígrados. Conociendo el patrón del clima del pasado podemos ayudar a hacer predicciones sobre como cambiará el clima en el futuro [Wood, 2001].

La variabilidad climática, incluyendo los cambios en la frecuencia de los climas extremos (como las sequías, inundaciones y tormentas) ha tenido siempre un gran impacto en los seres humanos. Ésta estudia el pasado para ganar pistas que ayuden a anticipar cambios climáticos futuros.

2.6. Cambio climático

El cambio climático se define como una variación en cualquiera de las propiedades estadísticas de la atmósfera. El cambio en el clima puede ocurrir aunque los valores promedio de precipitación, temperatura y viento no cambien con el tiempo. En cierta manera el clima de la Tierra actúa como un sistema el cual responde a la configuración de los factores externos a menudo llamados condiciones de frontera. En el caso del clima global, estas condiciones incluyen la intensidad de luz solar, el arreglo de los continentes y océanos, la composición de la atmósfera, etc. Cuando uno o más de estos factores externos cambian entonces el sistema sufre de un ajuste. Por ejemplo si la radiación solar aumentara, se esperaría un incremento en el promedio de las temperaturas globales; algunos años podrían ser más fríos pero en promedio sería un calentamiento climático el cual es un cambio en una propiedad estadística.

Además, el cambio climático puede ser visto como una respuesta del sistema Tierra-atmósfera a los cambios en las condiciones de frontera [Aguado, 2004].

2.7. Cambio climático rápido

La no linealidad del sistema climático puede llevar a un rápido cambio climático, lo que se denomina a veces fenómenos repentinos o incluso sorprendidos. Algunos de dichos cambios repentinos pueden ser imaginables, por ejemplo la rápida reorganización de la circulación termohalina, la rápida retirada de los glaciares, o la fusión masiva del permafrost, que llevaría a unos rápidos cambios en el ciclo de carbono. Otros pueden suceder sin que se esperen, como consecuencia del forzamiento fuerte y rápidamente cambiante de un sistema no lineal [IPCC, 2001].

2.8. Calentamiento global

El término calentamiento global se refiere a la percepción de que la atmósfera cerca de la superficie de la tierra se está calentando. Éste es uno de los principales tipos de cambio climático que la tierra ha atravesado en el pasado y que continuará en el futuro. El incremento en las temperaturas tendrá impactos significativos en las actividades humanas. Para poder estar preparados para los efectos potenciales es necesario conocer que tanto la tierra se está calentando, la duración y las causas.

Los registros paleoclimáticos no solo nos permiten mirar hacia las fluctuaciones climáticas globales en los últimos siglos si no que permite examinar el clima pasado e incluso ir mas hacia atrás en el tiempo. Esta perspectiva es una importante habilidad en la búsqueda del conocimiento de las posibles causas del calentamiento global del siglo XXI [Wood, 2001].

2.9. Gases de Efecto Invernadero

En su Tercer Informe de Evaluación, el Grupo Intergubernamental de Expertos Sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) 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 la producción humana de gases de efecto invernadero [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 sustitutivos 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.

2.10. Posibles causas del cambio climático

Entre las posibles causas del complejo cambio climático se encuentran:

1. **Variaciones solares:** Variaciones de la luminosidad solar a lo largo del ciclo de las manchas solares, las variaciones en el campo magnético solar y, por tanto, en las emisiones de viento solar, Wagner et al (2001), creen que es posible una relación entre los rayos cósmicos y el clima terrestre.
2. **Variaciones orbitales:** Precesión de los equinoccios, la excentricidad orbital y la oblicuidad de la órbita o inclinación del eje terrestre.
3. **Impactos de meteoritos:** Tras un impacto poderoso la atmósfera cambiaría rápidamente, al igual que la actividad geológica del planeta e incluso sus características orbitales.
4. **Deriva continental:** Aunque es un proceso lento, la posición de los continentes fija el comportamiento del clima durante millones de años.
5. **Composición atmosférica:** Ciclos del carbono, hidrógeno, etc.
6. **Corrientes oceánicas:** Regulan el clima y actúan como moderadores.
7. **Campo magnético terrestre:** Cambios en la intensidad e inversiones.
8. **Efectos antropogénicos:** Gases de efecto invernadero.
9. **Erupciones Volcánicas:** Las erupciones producen gases que pueden calentar o enfriar la atmósfera.

Muchos de los cambios climáticos importantes se dan por pequeños detonadores causados por los factores que se han citado, ya sean forzamientos sistemáticos o sucesos imprevistos. Dichos detonadores pueden formar un mecanismo que se refuerza a sí mismo, retroalimentación positiva, amplificando el efecto. Asimismo, la Tierra puede responder con mecanismos moderadores, retroalimentadores negativos, o con los dos fenómenos a la vez. El balance de todos los efectos tiene por resultado algún tipo de cambio más o menos brusco pero siempre impredecible a largo plazo, ya que el sistema climático es un sistema caótico complejo.

En los últimos años se ha estudiado al Sol como un moderador del clima terrestre; sin embargo el IPCC (2001) reconoce que el grado de comprensión científica de éste es bajo y sólo se le considera como factor de calentamiento y no de enfriamiento.

2.11. Sistema climático

Sistema muy complejo del que se consideran importantes: principales:

1. La atmósfera
2. La hidrosfera
3. La criosfera
4. La superficie terrestre
5. La biosfera

El sistema climático evoluciona en el tiempo bajo la influencia de su propia dinámica interna debido a forzamientos externos (por ejemplo, erupciones volcánicas, variaciones solares, y forzamientos inducidos por el hombre tales como la composición cambiante de la atmósfera y el cambio en el uso de las tierras).

2.11.1. La atmósfera

La atmósfera es un enorme océano de aire que se extiende más de 1000 kilómetros por encima de la superficie terrestre. Así, relativa al diámetro de la Tierra no es más gruesa que una capa de pintura. La atmósfera; no es sólo donde todos los fenómenos meteorológicos ocurren, sino también es el sustento de la vida en la Tierra [Engelbert, 1997].

La atmósfera nos protege de la mayoría de los componentes letales de los rayos solares permitiendo el paso de componentes perjudiciales. Regula la temperatura del planeta, protegiendo al ser humano de ser quemado por el calor del sol durante el día o congelarlo a muerte durante la noche. Además; la atmósfera nos protege de la mayoría de los meteoros potencialmente devastadores (restos espaciales, también conocidos como *shooting stars*) [Engelbert, 1997].

La atmósfera está sujeta a la Tierra por la fuerza de gravedad, la cual actúa afanosamente cerca de la superficie. Por esta razón, la presión y la densidad de los gases en la atmósfera decrecen con la altura. De hecho la mitad de la masa de la atmósfera está contenida dentro de los primeros 6 kilómetros por encima de la superficie terrestre. Mientras que el 99 por ciento de la atmósfera se mantiene en calma, el aire en los primeros 10 kilómetros se encuentra en continuo movimiento [Engelbert, 1997].

Composición

El aire es una mezcla de diversos gases. Cuando está completamente seco contiene alrededor de 78 por ciento de nitrógeno y 21 por ciento de oxígeno, el 1 por ciento restante son otros gases

como el argón, dióxido de carbono, neón, helio, etc. Sin embargo en la naturaleza el aire nunca esta completamente seco, siempre contiene una cantidad de vapor de agua que varia desde cero a 5 por ciento por volumen, de manera que cuando el contenido de vapor de agua se incrementa los demás gases decrecen proporcionalmente [Wood, 2001].

Estructura vertical

La tierra esta clasificada en capas o esferas envolventes (Fig.2.1).

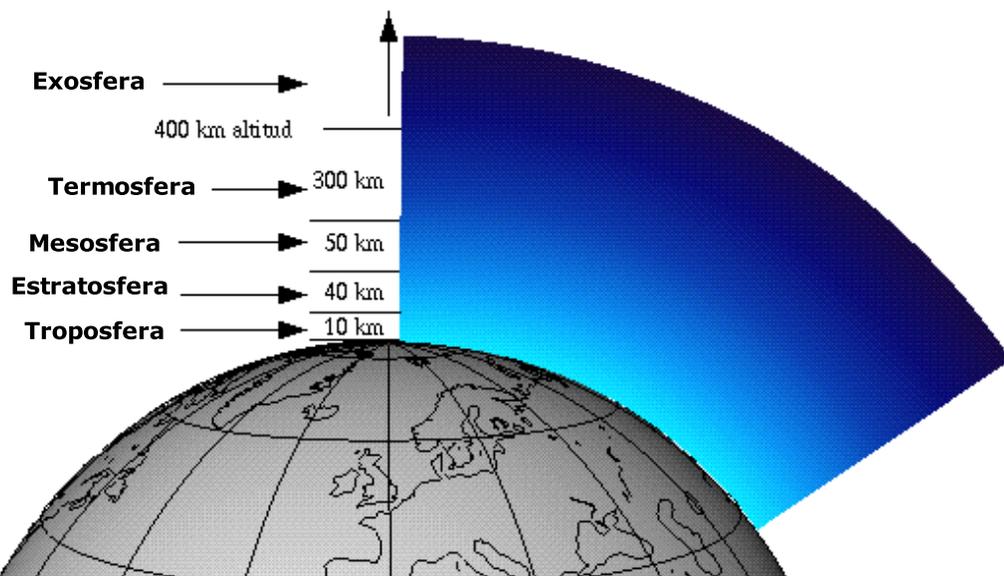


Figura 2.1. Capas de la atmósfera [Modificado de Eduspace, 2008]

Troposfera

Es la capa que va desde la superficie de la Tierra a una altura promedio de 14 kilómetros. Es caracterizada por una disminución de la temperatura cuando se incrementa la altitud. Su altura varía con la latitud y la estación del año. Mide aproximadamente 6 kilómetros en los polos y 20 kilómetros en el ecuador y es más espesa en verano que en invierno [Wood, 2001]. Es aquí donde las nubes navegan y virtualmente todos los fenómenos meteorológicos se desarrollan.

En la cima de la troposfera se encuentra la tropopausa, la cual es una capa muy delgada que marca el límite entre la troposfera y la capa de arriba. Se ha documentado una relación entre la altura de la tropopausa y ciertos fenómenos meteorológicos [Wood, 2001].

Estratosfera

Esta capa es caracterizada por cambios relativamente pequeños en la temperatura en relación a la altura excepto por una tendencia de calentamiento cerca de la cima [Wood, 2001]. Alcanza una temperatura de -60 grados centígrados en su nivel más bajo y 0 grados centígrados en su límite superior. La tasa de incremento de la temperatura en la estratosfera se eleva bruscamente en la región alrededor de 30 y 50 kilómetros. La razón de este cambio es la presencia de una banda de ozono en esa región de la estratosfera. El ozono es una forma de oxígeno que contiene 3 átomos por molécula en lugar 2, absorbe los rayos ultravioleta los cuales poseen un efecto de calentamiento [Engelbert, 1997].

Mesosfera

Se extiende de 50 a 90 kilómetros por encima de la superficie terrestre. La temperatura varía desde 0 grados centígrados hasta alrededor de -150 grados en su límite con la capa superior [Engelbert, 1997].

Termosfera

En esta capa la temperatura se incrementa con la altura. Las temperaturas alcanzan 1200 grados centígrados. La termosfera se extiende a una altura de 90 kilómetros a 500 kilómetros por arriba de la superficie terrestre. El calor extremo en esta capa destruye los residuos espaciales tales como los meteoritos o satélites fuera de funcionamiento que se dirigen a la Tierra. Algunas de las moléculas en la alta mesosfera y la baja termosfera llegan a ser ionizados (cargados eléctricamente) por rayos X y ultravioleta provenientes de la radiación solar; por tal razón, esta región es conocida también como ionosfera [Engelbert, 1997].

Exosfera

La capa atmosférica mas alta es la exosfera, formada principalmente por helio e hidrógeno. Las moléculas de gas se rompen en átomos. Además debido a que la atracción gravitacional es demasiado débil, algunas moléculas escapan al espacio [Engelbert, 1997].

2.11.2. La hidrosfera

Es una masa de agua dinámica que está en movimiento continuo, evaporándose de los océanos a la atmósfera, precipitándose sobre la Tierra y volviendo de nuevo a éstos por medio de los ríos. El océano global es el rasgo más destacado de la hidrosfera; cubre el 71 por ciento de la superficie terrestre y representa alrededor del 97 por ciento del agua de la Tierra; también incluye el agua

dulce que se encuentra en los torrentes, lagos y glaciares, así como el agua subterránea [Tarbuck, 2003].

2.11.3. La Criosfera

La criosfera incluye partes del sistema de la Tierra en donde el agua se encuentra en forma congelada (sólida). Esto incluye: nieve, hielo marino, los icebergs, placas de hielo, glaciares, bloques de hielo y suelos de permafrost. Aproximadamente, tres cuartos del agua dulce del mundo está contenida en la criosfera.

Algunas partes de la criosfera como la nieve y el hielo en los lagos a latitud mediana, sólo están presentes durante los meses de invierno. Otras partes de la criosfera como los glaciares y cascos de hielo, se mantienen congelados durante todo el año y de hecho, pueden permanecer así durante miles e inclusive cientos de años. Algunas de las placas de hielo que cubren la mayoría del continente de la Antártida ha permanecido así durante aproximadamente, millones de años.

La criosfera está ligada a otras partes del sistema de la Tierra.

- La temperatura de la atmósfera se ve afectada por la reflexión (albedo) de la superficie de la Tierra debido a que la nieve y el hielo son de color claro, la criosfera refleja mayor cantidad de energía solar de vuelta al espacio, cuando la nieve se derrite y el color oscuro del suelo queda expuesto, la superficie de la Tierra absorbe mayor cantidad de energía la cual es irradiada hacia la atmósfera y de esta manera hace que la atmósfera sea más caliente.
- Cuando el hielo y la nieve de la criosfera se derriten, el agua pasa a ser parte de la hidrosfera. El derretimiento puede darse por estaciones, agregando mayor cantidad de agua durante los meses de verano.
- Gran cantidad de organismos que se encuentran contenidos en la biosfera cuentan con partes de la criosfera para la obtención de agua y su habitat.
- El movimiento de los glaciares y placas de hielo erosionan rocas de la geosfera contenidas en algunos lugares y depósitos que erosionan sedimento en otras partes, y de esta manera da forma a la superficie de la tierra. En los ecosistemas de la tundra, los suelos de permafrost están congelados por el hielo y obtienen gases invernadero de la atmósfera

2.11.4. La biosfera

Incluye toda la vida en la Tierra, está concentrada cerca de la superficie en una zona que se extiende desde el suelo oceánico hasta varios kilómetros de la atmósfera. Las plantas y animales

2. Conceptos sobre el clima Terrestre

dependen del ambiente físico para los procesos básicos de la vida. Sin vida, la superficie y la naturaleza de la Tierra sólida, la hidrósfera y la atmósfera serían muy diferentes [Tarbuck, 2003].

Capítulo 3

Relación Sol-Tierra

Hace falta un Sol doble para alumbrar el fondo de la estupidez humana.

Jean Paul Sartre (1905-1980).

3.1. El Sol

El Sol tiene una edad aproximada de 4600 millones de años considerada la misma edad del sistema solar. Está compuesto principalmente de hidrógeno, el cual ya ha sido usado la mitad de la cantidad total original [Benestad, 2006]. Aunque no podemos observar directamente su interior, de acuerdo a principios físicos, se pueden inferir los procesos que le acontecen. Para poder comprender la manera en que el Sol afecta el clima terrestre es importante conocer sus características básicas.

El Sol es de un tipo de estrellas llamadas G2¹ Tiene un radio de 695 980 km, 109 veces el radio de la Tierra y rota sobre su propio eje en aproximadamente 27 días, éste tiene una rotación que varía con la latitud, se le conoce como rotación diferencial; la parte externa rota con una velocidad angular diferente en el ecuador y en los polos, no lo hace como un cuerpo sólido y la ecuatorial es de 25.4 días por ciclo mientras que la velocidad angular cerca de los polos es de 36 días por rotación, para imaginárselo se considera que su rotación es una vez cada 27 días.

El interior está formado por tres capas: el núcleo, la zona radiativa y la zona convectiva, mientras que la atmósfera se divide en: fotosfera, cromosfera, zona de transición y corona [Otaola, 2000] (Fig.3.1).

¹Las estrellas están clasificadas por un número y una letra que describen la naturaleza de sus líneas espectrales y su temperatura superficial. Los tipos están denotados por las letras O, B, A, F, G, K Y M, donde la O es la más caliente y la G la más fría. Los números son simplemente subdivisiones de las clases mayores [Benestad, 2006].

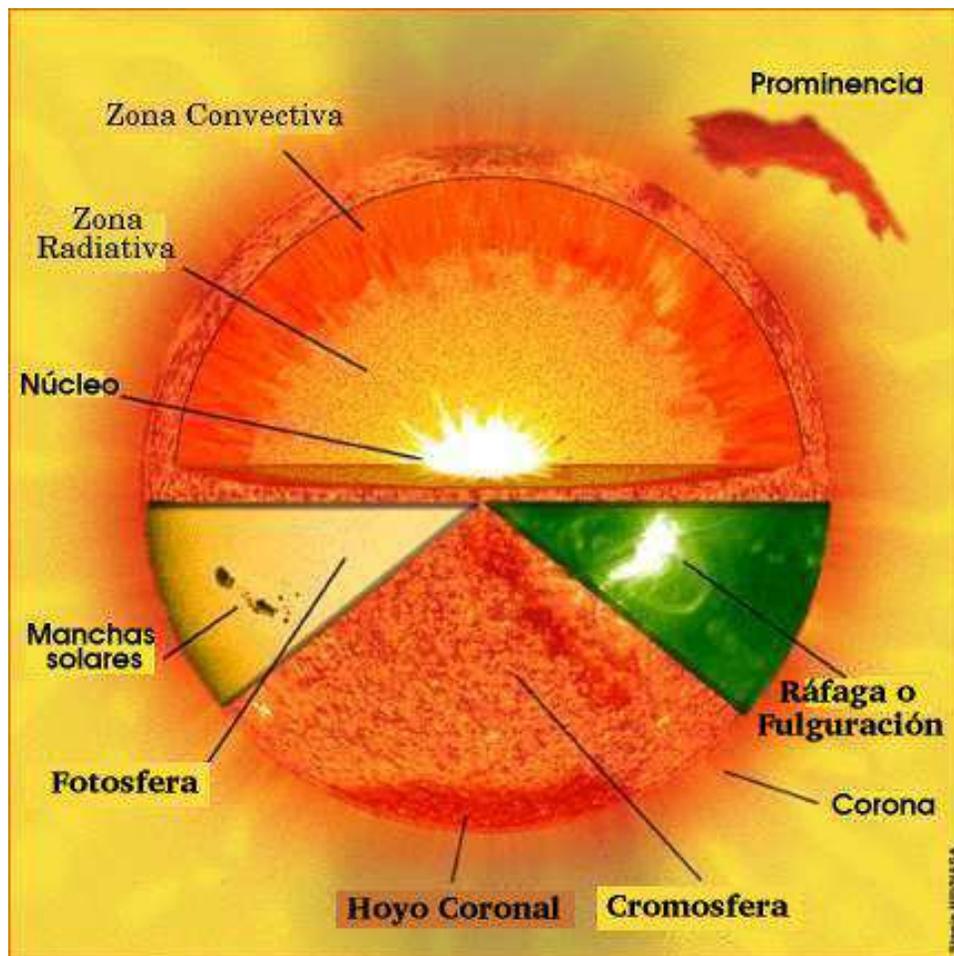


Figura 3.1. Estructura del Sol [SOHO, 2008].

3.1.1. El núcleo

La parte más interna del Sol que va desde un radio igual a cero hasta 175000 kilómetros se llama núcleo, se extiende a aproximadamente un 25 por ciento del radio total y es donde se produce la mayor cantidad de energía. La temperatura que alcanza es de alrededor 1.56×10^7 °K asociada a una alta presión y densidad que propicia un medio adecuado para que se lleven a cabo reacciones nucleares (fisión nuclear: proceso por el cual los núcleos atómicos pesados son divididos en dos o mas núcleos atómicos de números de masa intermedios) que liberan rayos X de alta energía.

La relación masa - energía

La producción de energía por medio de las reacciones nucleares es principalmente a través de una transferencia de masa a energía. Sabemos que Albert Einstein se hizo famoso por el descubrimiento de la equivalencia entre masa y energía ($E=mc^2$) que se puede entender como la discrepancia entre la cantidad de masa iniciando el proceso y al final del proceso como la cantidad de energía liberada por la reacción. Esta energía es la que llega a la superficie solar para después viajar a través del espacio y finalmente llegar a la Tierra para calentarla.

Transporte de energía

El transporte de energía hacia el exterior se lleva a cabo mediante dos tipos de procesos: primero por transferencia de radiación, es decir, al absorberse, dispersarse y reemitirse la misma en parte del interior solar (de ahí el nombre de zona radiativa) y luego por convección en la parte externa, por debajo de la superficie del Sol, donde la convección es más efectiva que la transferencia radiativa. La energía es llevada hacia arriba por el gas caliente ascendente; la energía se difunde a medida que el gas ascendente se expande y entonces el gas se enfría y desciende. A esta capa del Sol se le conoce como zona convectiva y se extiende desde unos 8 décimos de radio solar hasta la superficie [Benestad, 2006].

3.1.2. La Atmósfera solar

Fotosfera

Primero se encuentra la fotosfera que se puede considerar como la superficie del Sol. Es sumamente delgada (aproximadamente 300 km) y es la capa de donde proviene la mayoría de la luz que observamos (de allí su nombre). Su temperatura disminuye con la altura, desde unos 8500°K en su base hasta unos 4500°K en la parte superior, con una temperatura media de aproximadamente 5800 grados [Otaola, 2000]. La fotosfera mas baja es mas densa y caliente que la parte superior de manera que irradia una energía considerablemente mayor.

Cromosfera

Contra el brillante fondo de la fotosfera, la cromosfera no es visible normalmente. Durante los eclipses solares la luna bloquea el brillo de la fotosfera de manera que se puede observar la cromosfera más fácilmente. Si se tiene un eclipse donde la luna sea capaz de oscurecer tanto la fotosfera como la cromosfera podemos apreciar la corona [Aguado, 2004].

La región desde la superficie de la fotosfera hasta una altura de aproximadamente 2500 km es la que conocemos como cromosfera. Comienza en donde el gas alcanza una temperatura mínima de

7000° K. En esta región se disipa energía mecánica generada probablemente por la convección o la rotación, por lo que la temperatura se incrementa hacia afuera, pasando por la llamada zona de transición, que es una capa delgada, de algunas centenas de kilómetros, en la que la temperatura aumenta bruscamente desde unos 25000° K hasta el millón de grados [Otaola, 2000].

Corona

Es la parte más externa de la atmósfera solar, es una región muy tenue que se expande hacia el espacio formando el viento solar. Su temperatura se encuentra alrededor del millón de grados. Es más caliente que la cromosfera aunque no se sabe la razón. La corona emite rayos X. Su apariencia cambia de acuerdo a los ciclos de las manchas solares, exhibiendo características más homogéneas cerca del ecuador solar durante un mínimo de manchas solares y una estructura más isotrópica durante un máximo.

Campo magnético

El plasma (los gases a alta temperatura) gira alrededor del eje solar en el interior del Sol y asemeja a una corriente de cargas eléctricas en movimiento que se sabe genera un campo magnético dipolar con eje paralelo al eje de giro, lo que se puede considerar como un dinamo donde el campo magnético se crea y refuerza durante el proceso.

Debido a que la rotación del Sol es diferencial se modifica la estructura del campo dipolar; ya que en los polos la rotación es más lenta, las líneas de campo permanecen casi intactas con respecto a la zona ecuatorial donde la rotación es más rápida y las líneas de campo se estiran.

De acuerdo a los efectos mencionados el campo magnético se deforma de manera que pasa de una estructura básicamente dipolar a una estructura aproximadamente toroidal durante el máximo de actividad, esto sucede en un período de 5.5 años, posteriormente el campo sufre una restructuración que alcanza un estado de mínima energía y retoma su forma dipolar. Si observamos con rayos X la fotosfera y la corona encontramos estas variaciones.

Este proceso se ha repetido por mucho tiempo, y su manifestación más aparente es el cambio en el tiempo del número de manchas en el disco solar. Este número aumenta conforme el campo se aleja de su forma dipolar 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 y se tienen registros de estos cambios desde hace varios siglos [Lara, 2007]. Las mediciones radiométricas durante una misión espacial en la década pasada muestran que el total de la irradiación solar varía de acuerdo al ciclo de actividad magnética solar de 11 años.

3.2. Actividad Solar

El término actividad solar comprende los fenómenos ocurridos en la fotosfera y cromosfera tales como las manchas solares, prominencias y perturbaciones coronales. La actividad solar también se refiere al nivel del magnetismo solar que a menudo da lugar a manchas solares. Las prominencias y las perturbaciones coronales son a menudo asociadas a las manchas, sin embargo hay tipos de actividad solar que no implican directamente manchas solares, tal como la aparición de los tubos de flujo magnético y las variaciones en el campo magnético Solar.

3.3. Manchas solares

Las primeras manifestaciones de la actividad del Sol, fueron las observaciones de las manchas solares en su superficie, éstas son regiones oscuras de la fotosfera, en donde el campo magnético es muy intenso (puede llegar a unos 4000 gauss). La presencia del campo magnético inhibe la circulación del material y las colisiones entre los componentes del mismo, por lo que es gas en varios miles de grados más frío que los alrededores y por tanto, radia menos hacia el espacio, de ahí que se vean oscuras en contraste con su entorno brillante [Otaola, 2000].

Las manchas solares están conformadas de una región central oscura conocida como *umbra* la cual es rodeada de una región mas clara llamada *penumbra*, inician su vida como pequeños poros, los cuales a menudo son definidos como pequeños, oscuros, regiones duraderas sin estructura penumbral, éstos algunas veces se desarrollan como manchas pero la mayoría de ellos no lo hace, tienden a ser asociados con campos magnéticos débiles.

La mayoría de las manchas solares se disuelven después de un corto tiempo (menos de un mes). Según Benestad (2006), éstas pueden ser apreciadas como una etapa avanzada de poros que han adquirido penumbra (fig.3.2).

En 1826, Samuel Heinrich Schwabe comenzó su estudio de las manchas solares, su verdadera intención era descubrir un nuevo planeta dentro de la órbita de Mercurio al que llamó provisionalmente Vulcano. Debido a la proximidad al Sol, tuvo grandes dificultades para observar Vulcano y él creyó que una posibilidad para detectar el planeta podría ser verlo como una mancha oscura a su paso por delante del Sol. Durante 17 años, desde 1826 a 1843, todos los días claros Schwabe hacía sus observaciones tratando de detectar Vulcano, aunque no encontró el planeta se dio cuenta de la variación regular en el número de manchas y publicó sus descubrimientos en un pequeño artículo titulado *Solar Observations during 1843*, en dicho artículo sugirió un período de diez años (es decir, que cada diez años el número de manchas alcanzaba un máximo), el número máximo puede llegar a ser de 250 por mes (el número más alto fue de 254, registrado en octubre de 1957), y algunas veces ninguna es vista durante el mínimo de actividad, la variación en la actividad de las manchas

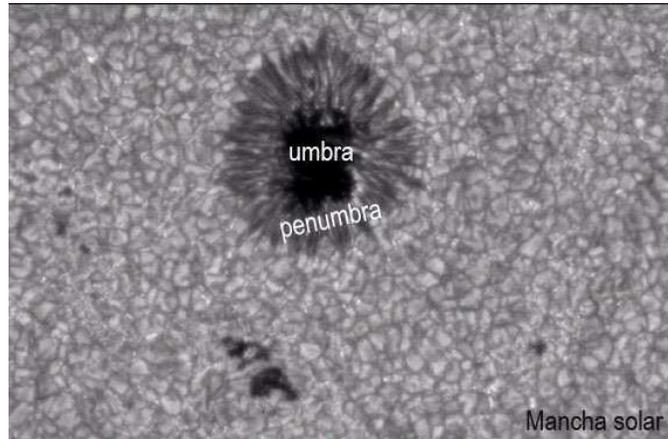


Figura 3.2. Manchas solares [Modificada de SOHO,2008].

es a menudo referida como el *ciclo Schwabe* o simplemente *ciclo solar*. En 1852 se encontró que la longitud de tal ciclo era cercana a 11.1 años. Recientemente se ha descubierto que no poseen una duración constante y que pueden variar de 9 a 12 años.

El tamaño de las manchas es variable al igual que su duración, aparecen junto a los polos acercándose cada año al ecuador solar hasta completar el máximo, después van desapareciendo [Uriarte, 2003]. Existe una clara relación entre el número variable de manchas solares y la intensidad del flujo de radiación solar que incide en la Tierra.

En la actualidad se sabe que el ciclo de actividad solar es el resultado de la formación y amplificación de complejas regiones de campo magnético en la zona convectiva. La interacción entre la rotación diferencial y los movimientos convectivos en el interior, tuercen las líneas de campo magnético, inicialmente en dirección norte-sur (poloidal) en un campo acimutal amplificado (toroidal), éste campo es llevado a la superficie por convección o por un fenómeno de flotación magnética (inestabilidad producida por la rápida caída del campo magnético hacia afuera del campo toroidal). Las columnas de material convectivo que sube o que se hunde son retorcidas debido al efecto de Coriolis, lo que retuerce a las líneas del campo magnético. Estas torceduras se convierten en pequeñas componentes poloidales. Los efectos combinados de muchas celdas convectivas subiendo, restablecen después de 11 años el campo poloidal original [Otaola, 2000].

3.4. Protuberancias

Las protuberancias solares son enormes chorros de gas caliente expulsados desde la superficie, que se extienden a muchos miles de kilómetros. Las mayores llamaradas pueden durar varios meses.

El campo magnético del Sol desvía algunas protuberancias que forman así un gigantesco arco.

Se producen en la cromosfera que está a unos 100000 grados de temperatura.

Las protuberancias son fenómenos espectaculares. Aparecen en el limbo del Sol como nubes flameantes en la alta atmósfera y corona inferior y están constituidas por nubes de materia a temperatura más baja y densidad más alta que la de su alrededor.

Las temperaturas en su parte central son, aproximadamente, una centésima parte de las de la corona, mientras que su densidad es unas 100 veces la de la corona ambiente. Por lo tanto, la presión del gas dentro de una protuberancia es aproximadamente igual a la de su alrededor.

La mayoría de las protuberancias decaen a la larga, una vez que éstas se alejan de la superficie. Las erupciones más potentes emiten partículas que pueden alcanzar la Tierra y algunas logran estropear satélites artificiales (Fig.3.3).

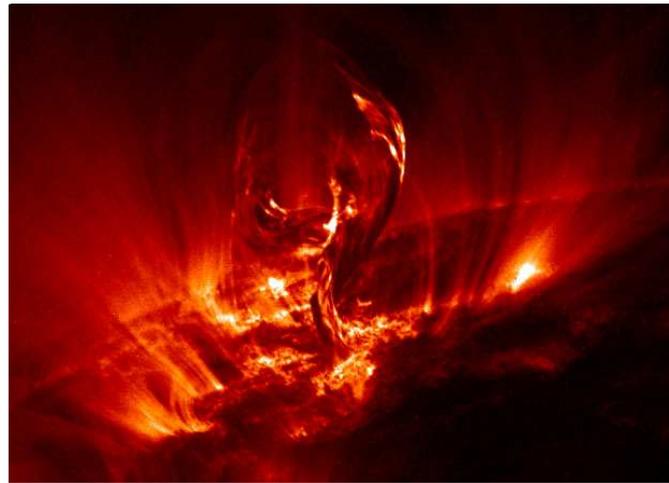


Figura 3.3. Protuberancias [SOHO, 2008].

3.5. Hoyos coronales

En la corona, el campo magnético, aunque no es uniforme, presenta características más claras que resultan fáciles de distinguir en fotografías del Sol tomadas con detectores sensibles a los rayos X. En estas fotografías las regiones en donde el campo es cerrado aparecen como zonas claras, las muy brillantes muestran la localización de regiones activas y las partes oscuras muestran las zonas en las que las líneas de campo están abiertas hacia el espacio, a estas últimas se les conoce como hoyos coronales, tienden a ser más numerosos en los años que siguen al máximo solar. La intensidad de los efectos en la Tierra de un hoyo coronal es mayor cuando éste está de frente a la Tierra, se localizan sobre los polos (Fig.3.4) [Lara,2007].

Los hoyos coronales tienen una emisión de rayos X sumamente baja debido a que el material

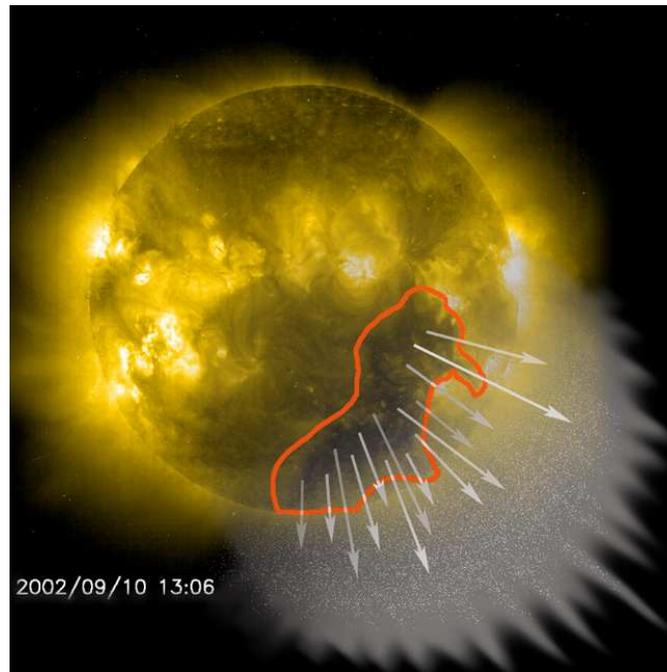


Figura 3.4. Hoyos coronales [SOHO, 2008].

puede moverse libremente, por lo que escapa rápidamente al espacio en forma de viento solar. Se sospecha en la actualidad que éstos producen erupciones energéticas de viento solar que pueden llegar hasta cerca de los 1 000 km/s. Durante épocas alrededor del mínimo de actividad solar ocupan grandes regiones y están centrados en los polos. En tiempos más activos, se contraen y aparecen hoyos pequeños durante períodos generalmente muy cortos (de horas a días) en otras latitudes heliográficas [Otaola, 2000].

3.6. Rafágas

Las ráfagas, también conocidas como fulguraciones, 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, y aunque no está aún bien entendido el mecanismo físico que las dispara y que proporciona cantidades tan altas de energía, tiene que ver con los intensos campos magnéticos de éstas regiones.

Éstas 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, principalmente en otras frecuencias, sólo las 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 se emitan 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]. La energía de una ráfaga nos llega a la Tierra en forma de radiación, partículas de alta energía y plasma rápido (1000 km/s en lugar de los 450 km/s del viento solar normal) [Otaola, 2000].

3.7. Viento solar

El viento solar, que no es más que la expansión supersónica de la atmósfera más alta del Sol (la corona), tiene una velocidad que aumenta hasta alrededor de 400 km/s a una altura de un millón de kilómetros sobre la superficie solar (comparado con los alrededor de 30 km/s con que se mueve la Tierra en su órbita alrededor del Sol), y se mantiene aproximadamente constante hasta los límites de la heliosfera. De esta manera, el viento solar transporta parte de la energía del Sol hacia el espacio. No obstante que esta energía sólo es de alrededor de una diez mil millonésima parte de toda la que emite el Sol en forma de radiación. Este plasma, constituido por partículas cargadas eléctricamente que normalmente se encuentran atrapadas por el Sol a causa de su gravedad, escapa de éste debido a la altísima temperatura que alcanza la corona, por arriba del millón de grados, y se precipita hacia afuera a velocidades supersónicas. En ocasiones, la velocidad del viento solar puede alcanzar los 1000 km/s o más a la altura de la órbita de la Tierra. Este flujo envuelve nuestro planeta y perturba su campo magnético (Fig.3.5).

El plasma del viento solar es tan poco denso que sus partículas atraviesan la distancia del Sol a la Tierra (una unidad astronómica) casi sin colisiones. A medida que el Sol rota, cada partícula que escapa de su dominio gravitacional se lleva consigo una pequeña fracción de momento angular de la estrella. La acción combinada de todas las partículas del viento solar hace más lenta la rotación solar [Otaola, 2000]. La interacción del viento solar con las capas más altas de la atmósfera terrestre crea las espectaculares auroras boreales, la intensidad es modulada tanto por el periodo de rotación del Sol (27 días) como por el ciclo de once años de actividad.

3.8. Campo magnético interplanetario

Es una extensión del campo magnético solar ya que éste se desplaza con el viento solar, debido a que el plasma de éste tiene una conductividad eléctrica muy alta y lo sigue en su expansión por el medio interplanetario, están torcidos en una especie de espiral que es causada por la rotación del Sol y ésta no afecta los polos, los campos magnéticos son posiblemente radiales.

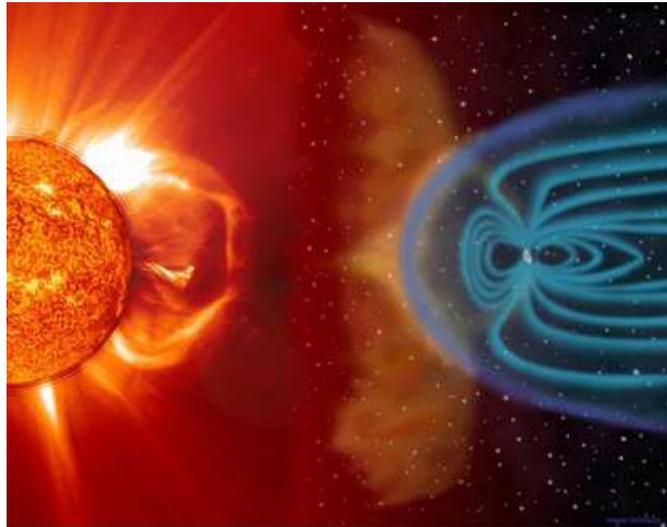


Figura 3.5. Interacción entre viento solar y campo magnético terrestre [SOHO, 2008].

3.9. Registros de actividad solar

La única forma para estudiar el Sol desde la Tierra es examinando las cantidades solares que nos llegan, las cuales incluyen las partículas, los campos magnéticos y la radiación electromagnética.

3.9.1. Registros históricos

Las observaciones más importantes hechas por el hombre son las manchas solares, fueron hechas por los griegos (350 a. C.) y los chinos (28 a.C.), aunque la ideología de los griegos era que el Sol era un cuerpo perfecto sin manchas, en la edad media la iglesia católica no concebía que el éste tuviera imperfecciones ya que al ser una creación de Dios tenía que ser perfecto y tales manchas lo hacían impuro, por lo que, durante ese período no se tienen suficientes registros ya que eran considerados como herejía. En el siglo XVII con la invención del telescopio por Galileo la existencia de las manchas fue demostrada y fueron demasiadas evidentes para ser ignoradas. Además se hicieron las primeras observaciones formales sobre la rotación solar (27 días), las cuales fueron calculadas en base a un marco de referencia terrestre. La mayoría de las observaciones solares en esa época fueron realizadas a través de telescopios, la dificultad de éstas radica en que son hechas desde la superficie terrestre la cual es afectada por las condiciones atmosféricas, por lo que, la calidad de estas observaciones está determinada por tales circunstancias. Con el advenimiento de los observatorios satelitales se han podido obtener observaciones ininterrumpidas y de alta calidad.

3.9.2. Registros isotópicos

Las relaciones isotópicas en las burbujas de aire atrapadas en los núcleos de hielo, conchas de calcita y calizas así como los átomos de carbono en el carbón mineral y la madera, pueden ser manejados como datos proxy para las variaciones climáticas y actividad solar pasada.

Los rayos cósmicos energéticos (la mayoría protones) entran a la parte superior de la atmósfera y colisionan con átomos de manera que las partículas subatómicas pueden ser perturbadas con átomos de aire y así producir isótopos raros e inestables [Benestad, 2006].

Los tipos comunes de isótopos producidos por los rayos cósmicos (**isótopos cosmogénicos**) son de Carbono 14 (^{14}C) y Berilio 10 (^{10}Be). Como estos isótopos son inestables, decaen en otros elementos con el tiempo y por lo tanto un número elevado de estos isótopos son un signo de exposición reciente a rayos cósmicos. Debido a que algunos tipos de concentraciones de isótopos dependen de la exposición a los rayos cósmicos, entre otras cosas, puede ser posible obtener una medida de la intensidad del bombardeo de partículas de alta energía. Es crucial garantizar que tales variaciones en las condiciones climáticas no afecten estas proporciones isotópicas, como se ha visto en los registros de ^{14}C y ^{18}O , si estos proxies son usados para estudios entre la actividad solar del pasado y el clima terrestre. Es posible medir la proporción isotópica directamente con los aceleradores de partículas, una técnica conocida como espectroscopia de masas donde una partícula con masa m y carga q son aceleradas del resto por una diferencia de potencial. El espectrómetro de masas consiste de varias etapas con diferentes arreglos de campos eléctricos y magnéticos. La detección de isótopos cosmogénicos puede ser realizada utilizando ciclotrones o aceleradores tándem Van de Graaff, donde los electrones son adjuntados a isótopos tales como ^{14}C .

Carbono 14

Durante la fotosíntesis las plantas toman aire con proporciones de isótopos de ^{14}C como los que se encuentran en la atmósfera. Este isótopo es inestable y decae en nitrógeno con una vida media de 5730 años. Un organismo viviente toma el Carbono de la atmósfera con una proporción similar como la atmósfera, pero cuando muere, la proporción se desploma lentamente como un decaimiento. De manera que, si la proporción es conocida, se puede estimar la edad del organismo. Este tipo de fechamiento es conocido como fechamiento del carbono. También es posible estimar las concentraciones originales de estos isótopos inestables si existe alguna información sobre cuanto tiempo estos elementos fueron expuestos a los rayos cósmicos ya que la razón de decaimiento es conocida. La cronología puede ser encontrada en la madera por medio del conteo de los anillos de árboles, sin embargo pueden ser también inferidas por el número de capas en el hielo. Se ha reconocido que las concentraciones de ^{14}C pueden ser influenciadas por factores climáticos tanto como con variaciones en el campo geomagnético y actividad solar. Por lo tanto, cualquier

inferencia sobre las pasadas anomalías climáticas debe ser complementada con otra evidencia, tal como pantanos y depósitos lacustres. Es importante tener en cuenta que existen otros factores diferentes a la actividad solar que pueden influenciar la proporción de ^{14}C en los paleoregistros. Las variaciones geomagnéticas pueden afectar la producción de manera similar que las variaciones en el campo magnético interplanetario. Además, la captación biológica puede ser afectada por condiciones climáticas.

Los átomos de ^{14}C se producen en la atmósfera y son incorporados en moléculas de CO_2 , las cuales son absorbidas por plantas. También en CO_2 atmosférico atrapado en las burbujas de aire en los núcleos de hielo.

Las fluctuaciones en la intensidad del viento solar son causadas por la erupción de *flares* solares, el ciclo solar de 11 años y cambios de largo plazo en la luminosidad solar.

La historia de las variaciones de las concentraciones iniciales de ^{14}C puede ser vista como un registro de la actividad pasada del Sol.

El estudio de ^{14}C proporciona información sobre las fluctuaciones en su tasa de producción afectada por diversos factores, incluyendo las variaciones en la intensidad del viento solar, la intensidad del campo geomagnético y la circulación global de la atmósfera.

El análisis espectral de las proporciones de isótopos de ^{14}C de acuerdo a Lean y Rind (1998), sugieren variaciones en escalas temporales de 88 años (Gleissberg) y aproximadamente ciclos de 210 y 2300 años. Los ciclos con una periodicidad de 2500 años han sido también identificados en proxies de glaciares, registros marinos y lecturas de núcleos de hielo. Argumentan que estas variaciones periódicas son improbablemente causadas por variabilidades internas, pero sugieren que el incremento en la producción está relacionada a bajas temperaturas. La baja proporción coincide con la pequeña edad de hielo (1450 a 1850).

Las fluctuaciones en la intensidad del viento solar son causadas por la erupción de *flares* solares, el ciclo solar de 11 años y cambios de largo plazo en la luminosidad solar.

Berilio 10

Son formados en la atmósfera por reacciones de espalación nuclear por neutrones de rayos cósmicos. Los rayos cósmicos chocan con partículas de O_2 y N_2 y forman cascadas de partículas secundarias las cuales dan lugar a protones, neutrones y muones. Los neutrones dan lugar a ^{26}Al y ^{10}Be .

Los registros proxy de los rayos cósmicos galácticos pueden ser obtenidos del Berilio 10 (^{10}Be) atrapado en los casquetes polares y el (^{14}C) en los árboles. Los registros isotópicos de ^{10}Be pueden ser obtenidos de los datos de los núcleos de hielo (Beer, 2000). Para los datos proxy hay dos cantidades diferentes: Concentración (cantidad por unidad de volumen de hielo) y Flujo (cantidad depositada

por unidad de área, por año).

El Berilio tiene la misma aplicación que el ^{14}C , pero tiene un período de semidesintegración muchísimo mayor, por lo que permite dataciones de 10 millones de años, e incluso de hasta 15 millones de años. Es un isótopo que se forma en la alta atmósfera debido a la acción de rayos cósmicos intergalácticos posteriormente es adosado a aerosoles que acaban depositándose en superficie y que permanecen estables en el hielo. La concentración en el hielo depende de la intensidad de la radiación cósmica, además del transporte y la precipitación atmosférica. Por eso parece haber una cierta correlación inversa entre los mínimos de actividad solar y los máximos de ^{10}Be , ya que los rayos solares dificultan el paso de la radiación cósmica intergaláctica y amortiguan su llegada a la atmósfera terrestre.

Los paleoregistros usualmente involucran ^{10}Be atrapado en el hielo, lo que implica que las concentraciones dependen de la precipitación. Por lo tanto estos proxies pueden ser utilizados para estudiar los niveles de actividad solar.

3.9.3. Mediciones del campo geomagnético

Las mediciones del campo geomagnético pueden capturar variaciones magnéticas del campo las cuales surgen del acoplamiento entre el campo magnético terrestre y las líneas de campo interplanetario arrastradas con el viento solar. Las mediciones del campo magnético son usadas para derivar varios índices que son relacionados a fenómenos físicos específicos. Por ejemplo, el índice K está diseñado para medir el flujo de las partículas solares a través de su paso por el campo geomagnético. Este índice puede ser contaminado con ruido proveniente de las interacciones entre los procesos en la magnetosfera y la ionosfera. Las corrientes inducidas en la superficie de la Tierra, las corrientes de la magnetosfera y corrientes de campo alineado pueden interferir con las observaciones. El campo geomagnético sufre por sí mismo cambios y se debe tener cuidado de filtrar estas contribuciones cuando estas mediciones son usadas en estudios de variaciones a largo plazo en el magnetismo solar [Benestad, 2006].

Capítulo 4

El Holoceno

*La Tierra es insultada y ofrece sus flores como respuesta.
Rabindranath Tagore (1861-1941).*

En este capítulo se analizarán las características generales del Holoceno, se mostrará la actividad solar ocurrida en esta época y se correlacionará con eventos climáticos importantes, además, se comparará con otro período el cual se llama *Interglacial Eemiense*.

4.1. Interglacial Eemiense

Anterior al Holoceno hubo un período cálido el cual es llamado interglacial Eemiense (127000 a 118000 años antes del presente), el nombre se le da debido a que en un valle del río Eem, en Holanda, se encontraron restos de polen y fósiles de fauna que indican un clima templado. Se cree que durante este período se registraron temperaturas superiores a las actuales en 1°C y 2°C. Alcanzando hasta 4°C en algunas partes de Asia durante el mes de Julio [Kaspar, 2005]. En Inglaterra, se han encontrado abundantes restos fósiles de hipopótamos y otros animales característicos de climas tropicales y subtropicales [North Greenland Ice Core Project members, 2004]. El clima posiblemente era más húmedo, por ejemplo, en África la selva ecuatorial ocupaba una extensión mayor que la actual. También se cree que las temperaturas de las aguas superficiales de los océanos eran más cálidas de lo que son hoy en día. El nivel del mar era superior al que se tiene en estos días, se considera que estaba a unos 4 a 6 metros por encima del actual [Cuffey, 2000].

Durante el pico de este interglacial, la excentricidad de la órbita de la Tierra era mucho mayor que la actual y el perihelio ocurría durante el verano del hemisferio norte, en vez de en el de invierno, como ocurre hoy. La inclinación del eje terrestre era también ligeramente mayor que la actual.

Estas tres características hacían que la estacionalidad fuera mucho mayor. En el hemisferio norte

durante los meses del verano la insolación era mucho mayor que en el presente y en los meses del invierno mucho menor, con lo que los contrastes estacionales eran más agudos que en la actualidad. En definitiva en el hemisferio norte los veranos eran probablemente más calientes y los inviernos más fríos. Algunos análisis en corales parecen ratificarlo [Felis, 2004].

Estudios de secuencias polínicas, como el realizado a partir de los sedimentos del lago Ioannina, en el norte de Grecia, parecen mostrar una escasa variabilidad del clima del Eemiense, que sería semejante a la del Holoceno actual [Frogley, 1999]. Lo mismo señala el estudio isotópico del oxígeno del ópalo de las diatomeas sedimentadas en un paleolago francés, Ribains Maar [Shemesh, 2000], así como los estudios polínicos en los sedimentos de ese mismo yacimiento paleoclimático [Rioual, 2001].

Lo interesante de este período es su semejanza con el Holoceno (Fig.4.1) ya que posee poca variabilidad climática y condiciones de insolación veraniega muy semejantes.

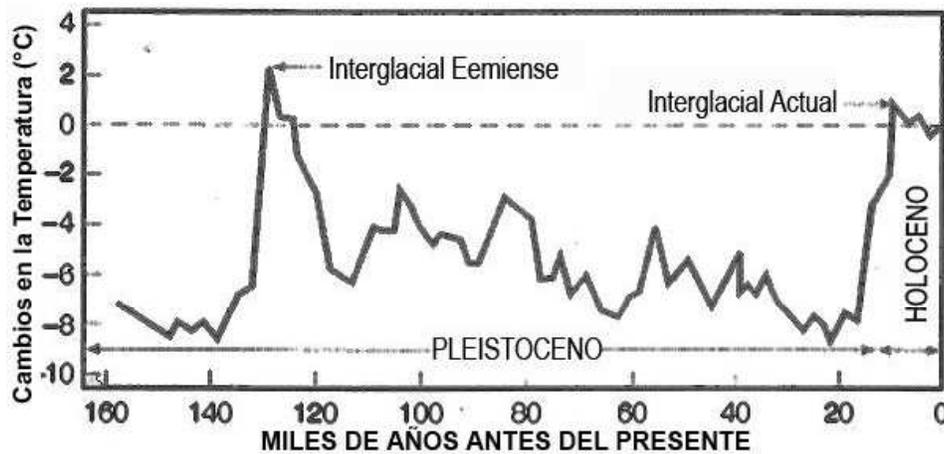


Figura 4.1. Interglacial Eemiense [Modificado de Stanley, 2002].

4.2. El Holoceno

El Holoceno es el período que se extiende desde el retiro de los glaciares en el hemisferio norte hasta nuestros días. El registro geológico del Holoceno revela la rapidez con la cual el ambiente puede cambiar y la manera en que tales cambios afectan las especies que todavía habitan la Tierra. La historia del Holoceno proporciona ideas sobre como el sistema terrestre se ha acercado a su estado presente.

4.2.1. Younger Dryas

El paso de la Tierra a su estado actual desde el último máximo glaciario no fue tan fácil. La transición a su estado actual está marcada por retrocesos temporales a condiciones de frío y, más generalmente, a cambios climáticos abruptos. Se tiene registro de tres abruptas elevaciones en el nivel del mar (entre 15000 y 7000 años antes del presente, AP) que probablemente correspondan al repentino cambio en el clima [Stanley, 2002]. Los corales fósiles en la isla de Barbados, en el Caribe, proveen evidencia de los tres episodios en el Holoceno de la rápida elevación en el nivel del mar. Los resultados obtenidos al analizar las muestras de estos corales (*Acropora palmata*¹) nos indican que el nivel del mar se elevó hace 15000, 12000 y 8000 años atrás [Stanley, 2002]. Algunas veces el glaciario de Groenlandia se comporta de manera distinta al calentamiento global que otros casquetes de hielo. Cuando el calentamiento climático ha causado que los casquetes de hielo disminuyan en norte América y Europa, las capas anuales de hielo en Groenlandia aumentan su espesor debido al incremento en el suministro de humedad proveniente del Océano Atlántico [Stanley, 2002].

Hace 14680 años en el espacio de solo 10 años, las capas anuales en el glaciario de Groenlandia doblaron su espesor. El calentamiento repentino que produjo tal cambio no tiene explicación.

Por razones desconocidas, una gran tendencia de enfriamiento comenzó después del episodio de calentamiento. Esta tendencia fue acentuada ligeramente hace 13000 años, cuando el hemisferio norte comenzó a cambiar de nuevo hacia las condiciones de glaciario total. El cambio tomó lugar durante 200 años y las condiciones de frío persistieron por más de 1000 años. Este intervalo de enfriamiento es llamado Younger Dryas² (Fig.4.2)[Stanley, 2002].

El enfriamiento del Younger Dryas fue de escala global y terminó abruptamente hace 11600 años (Fig.4.3). Las mediciones de isótopos de oxígeno en los núcleos de hielo, sorprendentemente revelan que el cambio se produjo en solo tres años. Estos estudios también sugieren que el clima de Groenlandia se calentó alrededor de 7 grados centígrados. El final abrupto del Younger Dryas colocó a la Tierra en el intervalo del Holoceno donde los glaciares se retiran [Stanley, 2002]. Los cambios globales en el ambiente del Holoceno temprano ocurrieron con increíble rapidez.

Entre 12000 y 10000 años AP, algunas especies de grandes mamíferos desaparecieron de norte y Sudamérica. La extinción de estas criaturas, las cuales transformaron el ecosistema terrestre, ha sido de gran controversia ya que hay dos corrientes que explican el desaparecimiento de tales especies; un cambio climático o una caza excesiva [Stanley, 2002]. La característica más sorprendente de la desaparición de las especies al inicio del Holoceno fue el gran tamaño de su cuerpo. Entre las especies de herbívoros que desaparecieron en el Holoceno se encuentran tres especies de elefantes

¹Coral cuerno de alce. Crece cerca del nivel del mar, en condiciones tropicales.

²La palabra Dryas se deriva de *Dryas Octopetala*, una planta de flor, típica de la tundra. Se expandió hacia el sur debido a las condiciones de frío. Se llamó así a este periodo debido a las grandes cantidades de su polen encontrado en las muestras con las que se fechan a esas épocas.

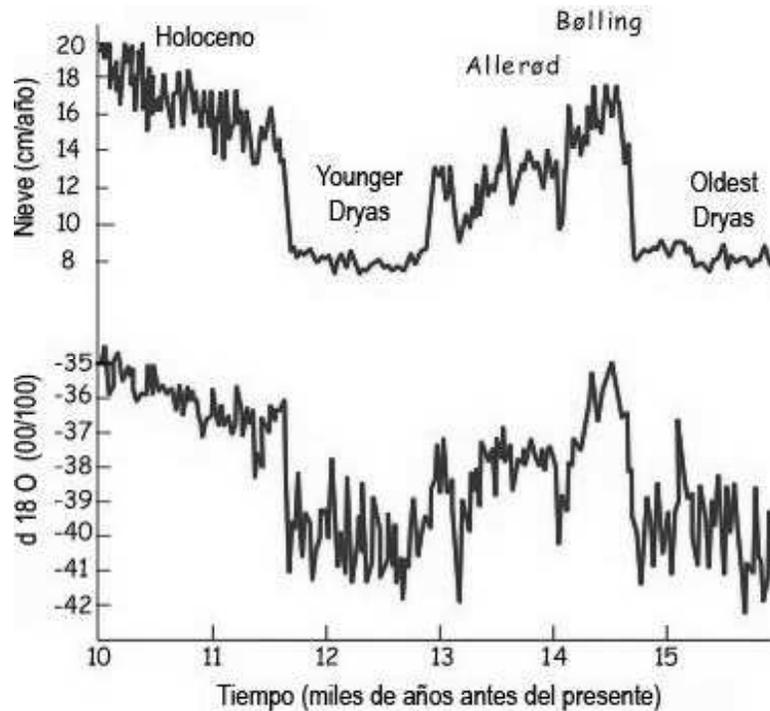


Figura 4.2. Younger Dryas [Uriarte, 2003].

(mamut del norte y del sur, mastodonte), caballos, bueyes, la única especie de camello americano, bisontes, armadillos gigantes, muchas especies de perezosos gigantes. Muchas especies de carnívoros americanos como osos, tigres dientes de sable (los cuales se alimentaban de los elefantes que desaparecieron). Algunas especies de grandes aves como águilas, cóndores y buitres [Stanley, 2002]. Algunos investigadores han propuesto que un cambio en el clima y la vegetación causaron la extinción de los grandes mamíferos. Se puntualizan ciertos cambios como agentes de la extinción:

- El intervalo del Younger Dryas comenzó y finalizó sorpresivamente y, las temperaturas cambiaron abruptamente.
- Algunos hábitats que habían mantenido algunas especies de grandes herbívoros habían desaparecido para el comienzo del Holoceno por lo que los animales que se alimentaban de ellos murieron de hambre como parte de la cadena alimenticia.

Incluso después del evento Younger Dryas, el clima no cambió tan pacíficamente a su estado actual. Un intervalo de calentamiento temprano fue seguido por una disminución neta en las temperaturas globales de la actualidad, y a lo largo del tiempo ha habido algunos intervalos de marcado enfriamiento [Stanley, 2002].



Figura 4.3. Polo norte al inicio del Holoceno [Tarbuck, 2003].

4.2.2. Primera mitad del Holoceno

Hace 11500 años los hielos del manto Finoescandinavo (Fig.4.4) terminaron de derretirse y los del manto Laurentino aguardaron un poco más. Hace 9000 años atrás la mitad este de Canadá estaba cubierta por una capa de nieve que resistía la pérdida de hielo en verano. Esta zona mantuvo un albedo alto al principio del Holoceno, que provocaba un freno al calentamiento de las zonas contiguas. Los hielos del manto Laurentino desaparecieron por completo hasta hace 8000 años, dejando a la vista un paisaje erosionado, de formas suaves y plagado de lagos, característico hoy de Canadá y del norte de Estados Unidos [Uriarte, 2003].

Se cree que la temperatura media de la superficie de la Tierra durante el Holoceno no se alejó de los 14°C - 15°C , a excepción de algunos períodos cortos de brusco enfriamiento, como el que aconteció en un episodio de enfriamiento brusco hace 8200 años [DeMenocal, 2000]. A nivel global, las oscilaciones han sido de 1 o 2 grados centígrados [Uriarte, 2003]. Una de las transiciones más significativas en la historia del hombre fue cuando dejó de ser un cazador nómada para establecerse en un lugar y domesticar plantas y animales para su consumo. Estas actividades se expandieron a través de Europa entre 9000 y 6000 años antes de nuestros días. Ciertamente, el abrupto comienzo

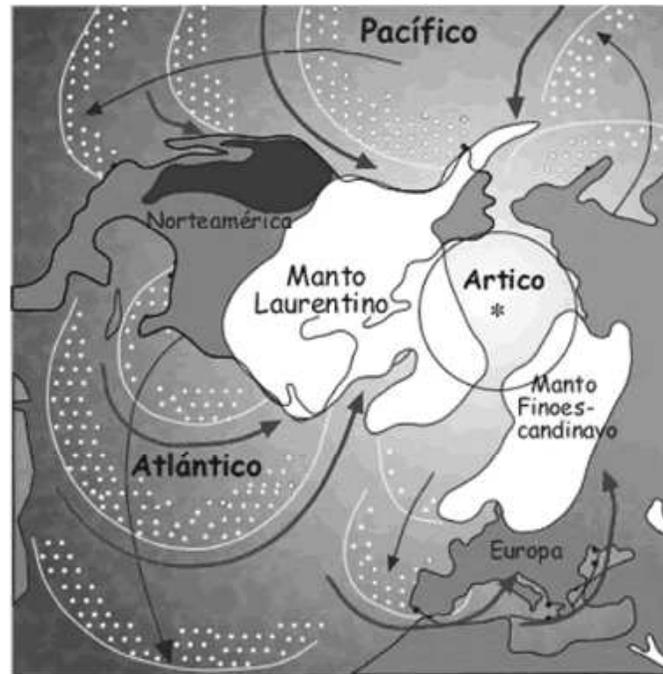


Figura 4.4. Manto Laurentino y Finescandinavo [Uriarte, 2003].

del episodio *hypisothermal* (gran calor) proporcionó las condiciones favorables para la agricultura [Stanley, 2002].

Todos los glaciares continentales desaparecieron alrededor de 9000 y 6000 años AP, el clima se hizo más cálido de lo que había sido. Al este de Norteamérica algunos árboles reemplazaron la vegetación típica de la tundra. De acuerdo al polen fósil se ha podido estimar que la temperatura media anual en Norteamérica y Europa durante el episodio hypisothermal fue de 2°C más cálida que en nuestros días. Las temperaturas también se elevaron en el hemisferio sur, hasta la Antártida [Stanley, 2002]. Un factor importante de variación térmica, que actuó a lo largo de este período, fue la paulatina disminución de la insolación veraniega en el hemisferio norte. Ésta, debido a la precesión de los equinoccios, alcanzó un máximo hace 11000 años, en el inicio del Holoceno. La insolación veraniega ³ en el hemisferio norte era entonces aproximadamente un 8 por ciento superior a la actual, mientras que la de invierno era menor. Por lo tanto, en la primera mitad del Holoceno, la diferencia estacional de insolación en el hemisferio norte era bastante mayor que la diferencia que existe en la actualidad. Los cambios de este reparto estacional de la radiación solar repercutieron en la evolución de algunas características importantes de la circulación atmosférica y, sobre todo, en la humedad continental [Uriarte, 2003].

³Cantidad de energía solar recibida por una superficie.

Al comienzo del Holoceno, en unos pocos milenios, la selva ecuatorial africana se extendió de tal forma hacia el norte y hacia el sur que llegó a ocupar un terreno quince veces más amplio del que tenía durante la época glacial (Fig.4.5). La selva ensanchaba sus límites hacia el norte y hacia el sur en varios cientos de kilómetros, ocupando paisajes que hoy son de sabana, la cual a su vez ganaba terreno al desierto del Sahara. Las precipitaciones y la humedad en la selva del Congo alcanzaron un máximo hace unos 9000 años [Schefuß, 2005]. Y durante toda la primera parte del Holoceno, hasta 6000 años antes del presente, el clima de la selva fue mucho más húmedo que el actual [Uriarte, 2003].

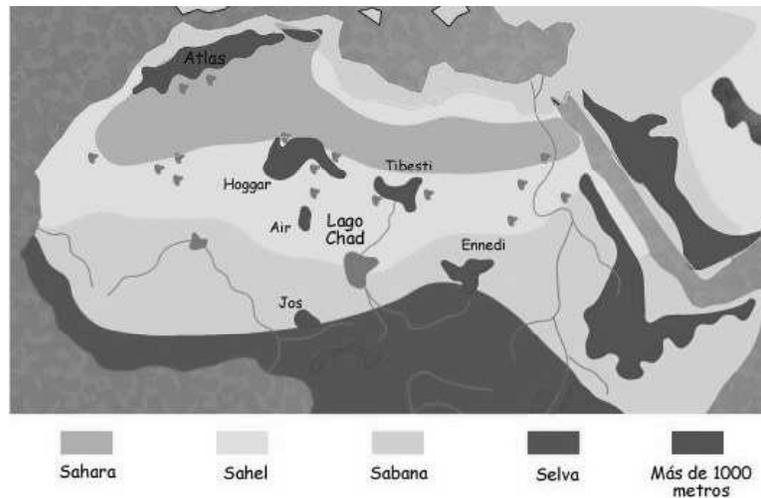


Figura 4.5. Paisajes de África hace 6,000 años [Uriarte, 2003].

En Asia, los desiertos de Arabia y de Rajasthan conocieron también períodos más húmedos durante la primera mitad del Holoceno. Lo atestiguan lechos sedimentarios de paleolagos y paleosuelos que contienen polen fósil indicativo de una vegetación de sabana. También los sondeos en el fondo del Océano Indico, frente a las costas de Arabia, indican períodos con un mayor afloramiento de agua profunda, motivado probablemente por vientos monzónicos veraniegos más intensos. Las modelizaciones climáticas de hace 6000 años indican que las temperaturas en el centro de Asia durante el verano boreal fueron entre 2°C y 3.5°C superiores a las actuales. Las precipitaciones también serían mayores [Uriarte, 2003]. Excepcionalmente, en la primera mitad del Holoceno, existieron algunos períodos de aridez, en los que se produjo una bajada drástica del nivel de los lagos africanos y probablemente también de las temperaturas globales. Lo que nos recuerda que la historia del clima está siempre puntuada por acontecimientos raros. El más anormal de estos episodios se registró entre 8400 y 8000 años atrás, con un pico de enfriamiento hacia 8200 años atrás [Barber, 1999]. Afectó especialmente a Groenlandia y a Europa, pero hay indicios de ese enfriamiento en otras regiones lejanas, como China o África tropical, en donde provocó también episodios secos y

ventosos [Rohling, 2005; Morrill, 2005]. Por el contrario, los sondeos en el hielo de la estación Vostok, en la Antártida, señalan que allí el episodio fue de calentamiento. Los glaciares de las montañas se comportan como termómetros, se expanden hacia los valles cuando el clima es más frío y se retraen cuando el clima es más cálido. El fechamiento por carbono de los tocones de píceas proporcionan una cronología del movimiento ascendente y descendente de las líneas de árboles en las regiones montañosas. Similarmente el fechamiento por carbono de la madera fósil recogida de las morrenas, indica movimientos verticales de los glaciares desde el intervalo hypsithermal. El estudio de los anillos de crecimiento de árboles muy antiguos proporciona un registro independiente de las condiciones climáticas que generalmente apoya el registro de los glaciares y las líneas de árboles. El crecimiento es lento al final del verano y en otoño, cuando la humedad es menos abundante. El resultado es una intercalación de anillos gruesos y delgados cada año. Cuando el clima se vuelve más cálido, y no muy seco, la estación de crecimiento se alarga y el crecimiento se acelera, por lo que resultan anillos gruesos [Stanley, 2002]. Estos tres tipos de evidencia fósil revelan cuatro intervalos de enfriamiento global durante los pasados 6000 años.

4.2.3. Segunda mitad del Holoceno

Hace 4000 a 5000 años AP, el clima de África se volvió más frío y trajo consigo una aridez que conocemos actualmente en el desierto del Sahara y el Oriente medio. Es probable que la agudización de la aridez del Sahara tuviera como causa principal la progresiva reducción de la insolación veraniega en el hemisferio norte. Aunque los modelos climáticos indican que la disminución de la insolación en el Sahara no explican el brusco aumento de la aridez. Se piensa que la pérdida de la vegetación de la sabana, que cubría lo que ahora es desierto, provocó un círculo vicioso haciendo cada vez más árida la zona. Hace unos 5800 años el episodio hypsithermal dio lugar al mayor intervalo frío desde el retiro de los glaciares continentales. El polen fósil reveló que el pino blanco, una especie adaptada a climas fríos, migró hacia el norte en el este de Norteamérica, similarmente otra especie de pinos del lado del Pacífico norte se extendió hacia el norte. Este intervalo frío terminó hace 4900 años. Un segundo intervalo parecido a este comenzó hace 3300 años y finalizó hace casi 2400 años. Un tercer episodio frío se extendió desde el año 700 d. C. hasta el 900 d. C. Después de este tercer pulso de enfriamiento siguió un intervalo cálido, el cual es llamado Período cálido medieval [Stanley, 2002]. Unos 4000 años atrás, el cambio climático provocó probablemente el fin de algunas civilizaciones o la movilización de algunas otras, tras la desecación del Sahara algunos pueblos del norte de África pudieron haber emigrado hacia Europa, que era más húmeda [Arnaiz, 1998]. Lo que observamos es que el cambio en las condiciones ambientales propicia una movilización o asentamiento de los pueblos. Se conoce por ejemplo que hace 4000 años existió un pueblo en lo que actualmente es Irak al que se conoce como Imperio Akadio el cual llegó a su fin debido a un largo y agudo episodio de

aridez que duró aproximadamente 300 años.

En China, el análisis de la fuerza de los monzones⁴ en el Holoceno, a partir del estudio isotópico del oxígeno de una estalactita, también parece indicar un período de debilidad en esta época, próxima al 4000 AP, que coincidió con un colapso de la civilización neolítica en aquella región [Wang, 2005]. Para ese tiempo en Perú se desarrolló un vasto sistema agrícola de irrigación que tal vez fue pensado para combatir la tendencia de aridez que se manifestó para aquella época.

En América, en la región del Caribe, se muestra una sucesión similar:

- Aridez en el Younger Dryas
- Humedad al iniciar el Holoceno
- Condiciones de aridez para la segunda mitad del Holoceno

La inestabilidad del clima que se registra a partir del 6000 AP, con mayor frecuencia de sequías y con un reforzamiento de la actividad del Niño, pudo contribuir a la incidencia de diversas culturas más poderosas que las anteriores [Sandweiss, 1999]. Los cambios en Europa en el transcurso del Holoceno medio son mucho menos espectaculares que los de las regiones tropicales. Quizás el fenómeno más importante fue la brusca inundación del Mar Negro, ocurrida hacia el 5500 AP. Se han encontrado, durante la segunda mitad del Holoceno, ciclos de 1500 años en el avance y retroceso de los hielos a la deriva [Bond, 2001]. Quizás estas oscilaciones cíclicas, que se manifiestan también en los avances y retrocesos de los glaciares alpinos, han sido debidas a sutiles cambios en la circulación termohalina

5

oceánica [Broecker, 2001]. Todavía los modelos que acoplan la circulación atmosférica y la oceánica están en una fase inicial de desarrollo, pero cada vez es mayor la creencia de que los cambios en las corrientes marinas determinan cambios importantes en la circulación atmosférica y viceversa [Uriarte, 2003]. El oceanógrafo Broecker sospecha que los cambios en la fuerza de la circulación termohalina atlántica se deben a que en el Atlántico la concentración de sal va aumentando debido a la continua exportación atmosférica de vapor de agua al Pacífico. Entonces la circulación termohalina se refuerza en el Atlántico y con ella la exportación de sal a otros océanos, lo cual vuelve a desalinizar las aguas, debilitando de nuevo la circulación termohalina. Bond (2001) considera que las variaciones de la intensidad solar juegan el papel más importante en estos ciclos.

⁴Se define un monzón como un cambio estacional en la dirección del viento; la palabra monzón se deriva de la palabra árabe "mausim", que significa estación. Este fenómeno es la característica dominante de los climas de bajo latitud que van desde África Occidental hasta el Océano Pacífico occidental.

⁵La circulación termohalina es una inversión de las aguas a escala mundial que se produce en los océanos como consecuencia de diferencias de densidad derivadas de la temperatura y la salinidad. En el Atlántico, el calor es transportado por las aguas cálidas de la superficie que fluyen hacia el Norte y las aguas salinas frías del Atlántico Norte que regresan a mayor profundidad. Es muy importante por su significativa participación en el flujo neto de calor desde las regiones tropicales hacia las polares, sin la que no se comprendería el clima terrestre.

4.2.4. Período cálido medieval

En el último milenio, especialmente en Europa existieron dos períodos con diferencias térmicas importantes uno es llamado Período Cálido Medieval y el otro Pequeña Edad de Hielo (Fig.4.6) al que le sigue un probable calentamiento.

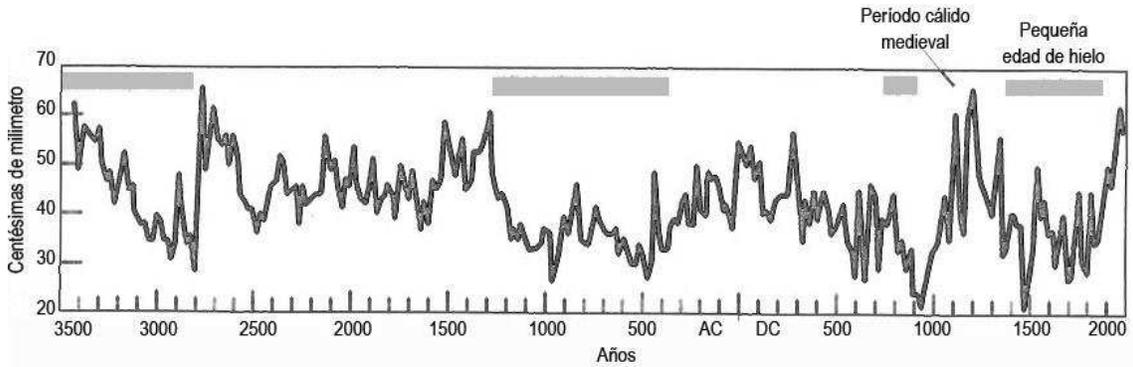


Figura 4.6. Intervalos de frío de los últimos 3500 años. Registros de anillos de pinos de California [Modificado de Stanley, 2002].

El Período Cálido Medieval y la pequeña edad de hielo fueron fluctuaciones climáticas que han sido más estudiadas en Europa que en el resto del planeta. Las variaciones seculares del último milenio se relacionan con el comportamiento de las corrientes profundas y superficiales de todo el atlántico. Aunque en otras partes de la Tierra se confirma que también existieron fluctuaciones [Uriarte, 2003]. Los estudios isotópicos del hielo en los glaciares del Tíbet y el análisis de anillos de árboles confirman la existencia del Período Cálido Medieval [Feng, 2005]. Durante el Período Cálido Medieval, el clima en Europa fue más cálido que el actual, el apogeo debió alcanzarse alrededor del año 1100. Fue una época de clima tan suave que el cultivo de la vid se extendió por el sur de Inglaterra. Sin embargo, en el mediterráneo se sufrieron sequías más agudas y al parecer el Mar Caspio tuvo un descenso en su nivel del mar. En América, se tiene considera el cambio climático como uno de los factores por el cual la cultura maya colapsó. Los glaciares suizos se retiraron a grandes altitudes [Broecker, 2001] y en el Pacífico se registro un período más frío. Los historiadores consideran que entre el año 1000 y 1300, la población de Europa se multiplicó por tres o cuatro. Coincidió con un clima óptimo que favoreció la actividad agrícola.

Durante este Período Cálido Medieval, permitió a la cultura vikinga prosperar en la región del Atlántico Norte, llegaron hasta el oeste de Groenlandia donde se establecieron, criaron ganado y arriaron ovejas, hoy en día las condiciones son hostiles y no es posible seguir con estas actividades [Stanley, 2002]. Ya para el siglo XIII el clima se volvió mas frío, alrededor del año 1400 la colonia de vikingos desapareció ya que el hielo aisló a Groenlandia de Europa.

4.2.5. Pequeña edad de hielo

Hacia el año 1350 el clima de Europa se deterioró y se entró en la llamada Pequeña Edad de Hielo. La deterioración del clima que destruyó la colonia vikinga en Groenlandia marcó el comienzo de un largo y frío intervalo que duró hasta el año 1850. Durante este período los glaciares se expandieron a lo largo de los valles montañosos de Norteamérica, Europa e incluso Nueva Zelanda [Stanley, 2002]. En esta época desaparecieron los viñedos de Inglaterra que prosperaron durante el Período Cálido Medieval y el cultivo de cereal en Islandia. La congelación de los ríos de todo el norte de Europa era frecuente y muy documentada en pinturas de aquella época. Algunos registros históricos indican que el enfriamiento de este lapso de tiempo sólo afectaba a los inviernos pero no a los veranos. El historiador francés Le Roy Ladurie (1967) recopiló datos sobre las fechas de vendimia dependientes de las temperaturas estivales (a más frío, vendimia más tardía). Encontró una correlación muy alta entre las fechas de las vendimias y el de las temperaturas medias de Abril-Septiembre. Señala que los siglos de este período no fueron uniformemente fríos si no que fueron entonces más frecuentes los episodios de clima severo, intercalados dentro de otros intervalos largos de clima semejante al actual. Otro estudio similar indica que desde el año 1370 han existido diversos veranos cálidos semejantes a los alcanzados en los últimos años. En el estudio se señala un largo enfriamiento ocurrido desde el año 1680 que duró hasta prácticamente 1970 [Chuine, 2004]. Una tendencia de calentamiento global ocurrió durante la primera mitad del siglo XIX. En 1846, se tuvo un verano muy cálido y húmedo que favoreció la propagación del hongo de la papa en Irlanda que llevó a una hambruna que causó muchas muertes y la emigración de los irlandeses hacia América. La Pequeña Edad de Hielo terminó por estas épocas y la temperatura media anual permaneció relativamente estable por el resto del siglo XIX, (Fig.4.7) [Stanley, 2002].

Elevación del nivel del mar

El nivel del mar se elevó drásticamente tras el derretimiento de los glaciares después del último máximo glacial, sin embargo el patrón de cambio en el nivel del mar con relación al terreno, varía de lugar a lugar. La elevación del nivel del mar a comienzos del Holoceno trajo consigo profundos efectos a lo largo de los márgenes continentales. Hace 8500 años los arrecifes se encontraban más allá de lo que ahora se encuentran, conociendo su nivel actual hace aproximadamente 7600. Los datos de los mareógrafos muestran que el nivel medio del mar global se incrementó entre 0.1 y 0.2 metros durante el siglo XX.

El contenido de calor mundial de los océanos ha aumentado desde finales de los años cincuenta, período para el que se dispone de observaciones adecuadas de las temperaturas submarinas [IPCC, 2001].

Siglo XX y XXI

Se ha debatido sobre el impacto de los seres humanos sobre el clima actual, debido al incremento en la emisión de los gases invernaderos a la atmósfera [IPCC, 2001]. Se ha hecho hincapié en el dióxido de Carbono (CO_2) como principal gas invernadero y factor del calentamiento climático global y se han exagerado las predicciones sobre tal efecto [Stanley, 2002]. Existen otros gases de efecto invernadero a los cuales no se les ha dado tanta importancia como al CO_2 , por ejemplo, el gas metano (CH_4).

Lo que es cierto es que un cambio en el clima puede producir cambios significativos en la vida sobre la Tierra y como se vio en el registro del Pleistoceno, cuando el clima cambió, comunidades de plantas y animales se reubicaron o desaparecieron. Por lo tanto tales cambios afectarían enormemente al ser humano.

4.3. Actividad Solar en el Holoceno

4.3.1. Constante Solar

La constante solar se define como el flujo de radiación solar que incide en una superficie orientada perpendicularmente a los rayos solares en la parte superior de la atmósfera. Aunque no es propiamente una constante, mantiene valores promedio. Su valor es de alrededor de $1.4 \times 10^3 \frac{W}{m^2}$, lo que significa que a $1 m^2$ situado en la parte externa de la atmósfera, perpendicular a la línea que une la Tierra al Sol, le llegan algo menos que $1.4 \times 10^3 J$ cada segundo. Para calcular la cantidad media de energía solar que llega a nuestro planeta por m^2 de superficie, hay que multiplicar la constante solar por toda el área del círculo de la Tierra y dividirlo por la superficie total, lo que da un valor de $342 \frac{W}{m^2}$ que es lo que se suele llamar constante solar media y queda reducida en superficie (por reflexión y absorción) a unos $170 \frac{W}{m^2}$. Un cambio del 1 por ciento en ésta podría alterar significativamente el equilibrio térmico radiativo del sistema Tierra-Atmósfera, de hecho, sólo una fluctuación del 0.5 por ciento en la constante solar pudo afectar la variación total de la temperatura media anual hemisférica del siglo pasado.

4.3.2. Manchas y ciclos Solares

Los cambios climáticos del Último Milenio, y quizás de todo el Holoceno, parecen estar muy relacionados con la variabilidad de la luminosidad solar. Existe una relación bastante clara entre el número de manchas solares y el flujo de radiación que incide en la atmósfera. Una disminución de sólo 0.1 por ciento en la actividad solar durante el ciclo de manchas solares de 11 años, puede producir un cambio en el clima ya que la respuesta de la atmósfera es producir cambios en el ozono

estratosférico y la temperatura [Bond, 2001].

Las manchas solares poseen ciclos de máxima y mínima actividad, entre ellos los más conocidos son:

- Ciclo de 11 años (Schwabe)
- Ciclo doble de 22 años
- Ciclo de 87 años (Gleissber)

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

Los períodos de máxima y mínima actividad solar de acuerdo a las concentraciones de ^{14}C en los anillos de los árboles se muestran en el cuadro 4.1.

EVENTO	DURACIÓN APROXIMADA
Máximo sumerio	2720-2610 a.C.
Máximo piramidal	2370-2060 a.C.
Máximo de Stonehenge	1870-1760 a.C.
Mínimo egipcio	1420-1260 a.C.
Mínimo homérico	820-640 a.C.
Mínimo griego	440-360 a.C.
Máximo romano	20 a.C.-80 d.C.
Mínimo medieval	640-710 d.C.
Máximo medieval	1120-1280 d.C.
Mínimo de Spoerer	1400-1510 d.C.
Mínimo de Maunder	1640-1710 d.C.
Mínimo de Dalton	1795-1825 d.C.
Máximo moderno	Empezó en 1800

Tabla 4.1. Períodos de máxima y mínima actividad solar

Mínimo de Maunder, Dalton y Spoerer

Las mediciones satelitales de la irradiancia solar muestran que la energía emitida por el Sol varía directamente con el número de manchas solares, lo que implica que mas manchas significan un Sol

más brillante y también, un clima más cálido, suponiendo que todas las demás variables climáticas permanecen constantes. Walter Maunder descubrió que la actividad solar estuvo ampliamente reducida en un periodo de 70 años (1645-1715). Durante este período el número total de manchas solares fue en promedio menor de los registros pasados (Fig.4.8).

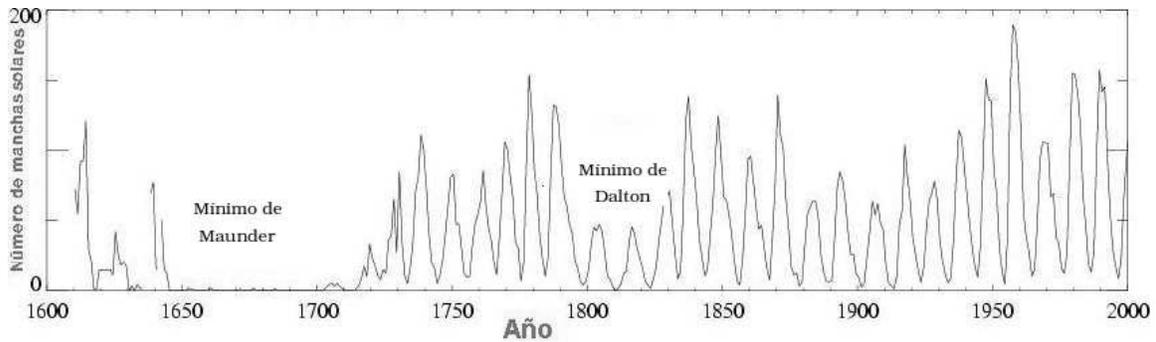


Figura 4.8. Esta gráfica muestra el conteo anual de manchas solares, desde el año 1600 hasta el año 2000. Nótese que durante el Mínimo de Maunder hay gran ausencia de manchas solares, y durante el Mínimo de Dalton, hay una pequeña disminución en el número de manchas solares [NASA, 2008].

John A. Eddy (1976) señaló que el mínimo de Maunder, además de un episodio de reducida actividad solar, Mínimo de Spoerer, coincidieron con la parte más fría de la llamada Pequeña Edad de Hielo, de los siglos XV al XVII, durante la que Europa, América del Norte, y quizás el resto del mundo, sufrió inviernos muy crudos.

Se ha calculado que el flujo de radiación solar incidente en aquella época era 0.24 por ciento menor que el actual. Se calcula que el enfriamiento global provocado por esta disminución de insolación fue de 0.2 a 0.6 °C [Lean, 1995]. En América del norte y Europa, el enfriamiento fue de 1 a 2°C.

Período Cálido Medieval y pequeña edad de hielo

Este período coincide con un lapso de considerable actividad solar. El ciclo doble de manchas solares (22 años) corresponde muy bien con la frecuencia de las sequías en las planicies de Arizona, EU. El análisis del crecimiento de los anillos de árboles (contenido de Carbono 14) reveló que tales sequías ocurrían cada 20 a 22 años. Otro estudio de Carbono 14 [Scuderi, 1993], mostró que existe una evidente correlación entre actividad solar y temperatura con un período de 125 años. Bard et al. (2003) correlacionaron la irradiancia solar con temperaturas y encontraron una compatibilidad de la reducción de la cantidad de radiación solar incidente en la atmósfera y la disminución de temperaturas, de 0.5 a 1°C, durante la pequeña edad de hielo.

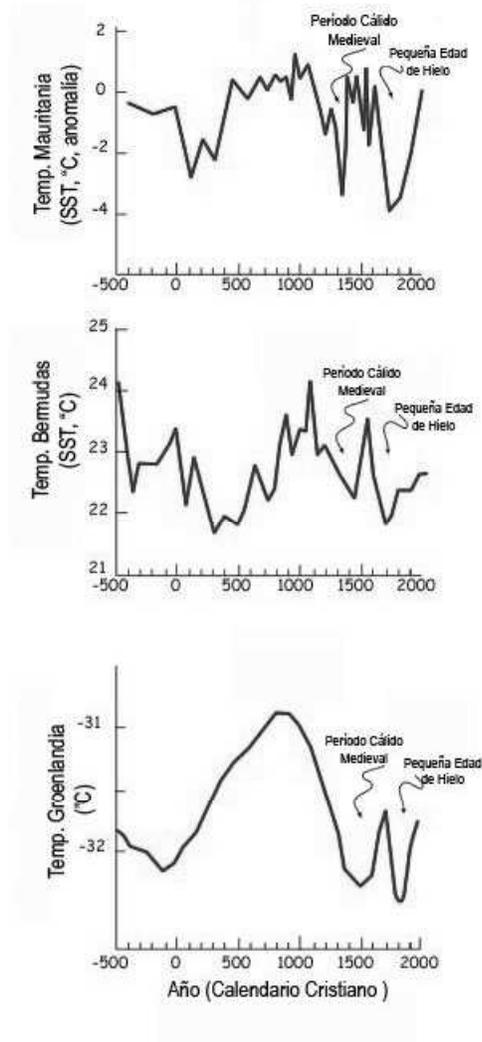


Figura 4.7. Evolución de las temperaturas del mar (SST) en los últimos 2,500 años. Costa de Mauritania, Bermuda y Summit, Groenlandia. Se observan el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo [Demenocal, 2000].

Capítulo 5

Teoría de Wavelet

*Las matemáticas son el alfabeto con el cual Dios ha escrito el Universo.
Galileo Galilei (1564-1642).*

En este capítulo se explicará la teoría de Wavelets dando algunos ejemplos de ellas, se hará un breve resumen histórico, se definirán conceptos básicos para su mejor comprensión y se explicarán las Transformadas Discreta y Continua de Wavelets, además de que se expondrán las ventajas sobre la Transformada de Fourier.

5.1. Introducción

Utilizando la Transformada de Fourier de una señal, representándola como una suma de señales sinusoidales, podemos determinar todas las frecuencias presentes en una señal, sin embargo no se puede saber en que instante de tiempo están presentes en la señal, es decir, la señal está representada en el dominio de la frecuencia pero no al mismo tiempo en el dominio del tiempo. No hay información acerca de la frecuencia en la señal en el dominio del tiempo.

Para señales estacionarias no es necesario conocer el momento en el que se presenta una frecuencia pues sus componentes de frecuencia no cambian con el tiempo, es decir, todas las frecuencias se mantienen constantes en el tiempo. Sin embargo para señales no estacionarias como es el caso de las señales provenientes de datos paleoclimáticos, el análisis es necesario pues es muy útil conocer como varía la frecuencia con respecto al tiempo para caracterizar la señal o el proceso que ésta representa.

La transformada de Wavelet es una representación tiempo-frecuencia que se obtiene usando técnicas de filtrado digital y está relacionada con el análisis de los armónicos de la señal. Al representar una señal en frecuencia y en tiempo se podría cortar la señal en partes y analizarlas por separado.

En el análisis con wavelets no se asume que la señal analizada sea periódica por lo tanto es posible estudiar señales que exhiben cambios bruscos e incluso discontinuidades.

Wavelet permite que la información sea codificada por medio de los coeficientes de wavelet de acuerdo a niveles de detalle o medidas de la cantidad detallada de información, es decir permite que la información sea analizada dependiendo de las escalas o resoluciones. La resolución varía con las operaciones de filtrado mientras que la escala es determinada por operaciones de interpolación.

El análisis de wavelet permite aislar y manipular tipos de patrones específicos ocultos en cantidades enormes de datos de forma muy parecida a como los ojos humanos observan los árboles de un bosque o como el oído puede elegir el sonido de una flauta en una sinfonía [Mackenzie, 2001].

Para comprender la forma en la que los wavelets actúan se puede ejemplificar con el sonido de un arpa y la voz humana, al tocar el instrumento musical se obtiene un tono puro que perdura a lo largo del tiempo, el tono tiene una frecuencia localizada, en cambio, al pronunciar una palabra, sólo dura un segundo y está localizada en el tiempo; su frecuencia no está localizada porque la palabra no es un tono, sino una combinación de una gran cantidad de frecuencias diferentes. La vibración del instrumento musical puede ser representada como una señal sinusoidal, que en teoría, podría repetirse indefinidamente. Por el contrario, una palabra puede representarse como una serie de picos agudos sin oscilaciones.

Actualmente las principales aplicaciones de las wavelets son: la compresión de imágenes digitales, las predicciones meteorológicas, el estudio de ondas expansivas producidas por explosiones, animaciones por computadora, bases de datos, entre otras. En el área de la geofísica se han utilizado en estudios de convección tropical [Weng & Lau, 1994], El Niño-Oscilación del sur [ENOA; Gu and Philander, 1995; Wang and Wang, 1996], los frentes fríos atmosféricos [Gamage & 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].

5.2. Antecedentes históricos de la transformada Wavelet

Posiblemente para una mejor comprensión del desarrollo de la teoría de wavelets es necesario conocer un poco de historia, de manera que los conceptos desarrollados posteriormente sigan un orden coherente para una visión del tema.

En 1807, Jean Baptiste Joseph Fourier, matemático francés, afirmó que cualquier forma de onda repetitiva (función periódica) podía representarse como una suma infinita de ondas sinusoidales de diversas frecuencias.

Posteriormente, se amplió la idea de Fourier a funciones no periódicas (no repetitivas) que cambian en el tiempo, sus características se pueden resolver en un espectro de frecuencias mucho

más complejo, esto es llamado: la transformada de Fourier.

Tales transformaciones fueron de mucha utilidad en el análisis de fenómenos de todo tipo durante el siglo XIX, sin embargo, tal transformación tenía ciertas limitantes ya que presentaba problemas al reproducir señales fugaces o señales con cambios abruptos. El concepto de este problema se ilustra mediante el principio de incertidumbre de Heisenberg.

El problema que planteaba la Transformada de Fourier se pudo solucionar con la división de una señal en componentes que no fueran ondas sinusoidales puras, de esta manera, sería posible condensar la información tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia. Esta es la idea que subyace a la teoría de Wavelet.

El matemático húngaro Alfred Haar, introdujo en 1909 unas funciones que consisten en un breve pulso positivo seguido de uno negativo. Alrededor de 1930, los matemáticos ingleses John Littlewood y R. Paley desarrollaron un método de agrupación de frecuencias por octavas, creando una señal perfectamente localizada en frecuencia y relativamente en el tiempo. En 1946, Dennis Gabor, físico de origen británico-húngaro, presentó la transformación de Gabor, similar a la transformada de Fourier, que separa la onda en pequeños paquetes de tiempo-frecuencia que tienen la mayor localización simultánea posible tanto en tiempo como en frecuencia. Todas las técnicas desarrolladas tenían características similares, descomponían o transformaban señales en partes que se podían localizar en cualquier intervalo de tiempo y que también se podían dilatar o contraer para analizar la señal a distintas escalas de resolución. Jean Morlet, un ingeniero dedicado a la industria del petróleo, desarrolló una forma de analizar señales sísmicas para crear componentes que estuvieran localizados en el espacio, a los que denominó *Wavelets de forma constante*, que posteriormente se conocerían como *Wavelets de Morlet*. Lo que hacía interesante estas componentes era que conservaban la misma forma a pesar de ser dilatadas, comprimidas o desplazadas en el tiempo. Se pueden construir otras familias de wavelets adoptando una forma diferente, denominada *Wavelet madre*, cuya forma exacta afecta a las propiedades de compresión y precisión de aproximación. Las diferencias entre las versiones de wavelet anteriores eran variaciones de la wavelet madre.

A pesar del conocimiento empírico de las wavelets por parte del Ingeniero Morlet, se necesitaba demostrar teóricamente su funcionamiento por lo que para el año de 1984, con ayuda del físico Alex Grossmann, publicó un artículo en el que se introducía el término *wavelet*. Yves Meyer, uno de los fundadores de la teoría de wavelets, se dio cuenta de la relación entre las wavelets de Morlet y las anteriores, también descubrió un nuevo tipo de wavelet con una propiedad matemática llamada *ortogonalidad*, la cual hacía que el trabajo y manipulación de wavelets fuera tan sencillo como con la transformada de Fourier. En 1986, Stéphane Mallat, antiguo alumno de Meyer, demostró que las wavelets están implícitas en el proceso del análisis multiresolución¹.

¹La observación de señales a distintas escalas de resolución.

Un año después, Ingrid Daubechies, descubrió una clase completamente nueva de wavelets que no solo eran ortogonales, sino que también se podían implementar mediante sencillas ideas de filtrado digital, eran sencillas de programar y utilizar, como las wavelets de Haar.

5.3. Conceptos básicos

5.3.1. Señal

Podemos definir a una señal como una cantidad física detectable o variable por medio de la cual se puede transmitir información. Las señales se analizan para describir la relación entrada-salida de un sistema y de esta manera obtener un modelo del sistema involucrado. Muchos fenómenos físicos pueden describirse mediante una señal en el dominio del tiempo, una de las variables es el tiempo (variable independiente) y la otra la amplitud (variable dependiente). Cuando se dibuja esta señal en función de tiempo-amplitud, la información que se obtiene de una señal se puede apreciar claramente en el espectro de frecuencias, el cual muestra las frecuencias existentes en ella. El dominio tiempo-frecuencia es una mejor opción para la representación de la señal.

5.3.2. Señal estacionaria

Las señales cuyo contenido de frecuencia no cambia en el tiempo se denominan señales estacionarias, por lo que, no se necesita saber en que instante de tiempo existen esas componentes de frecuencia, ya que éstas están presentes en todo instante. Un ejemplo de una señal estacionaria es la siguiente:

$$x(t) = \cos(2\pi \cdot 10t) + \cos(2\pi \cdot 25t) + \cos(2\pi \cdot 50t) + \cos(2\pi \cdot 100t) \quad (5.1)$$

Con la Transformada de Fourier podemos encontrar las frecuencias presentes en la señal anterior, las cuales son de 10, 25, 50 y 100 [Hz] y se localizan en todo el intervalo de tiempo (Fig.5.1).

Las señales no estacionarias se definen como aquellas en las cuales las componentes de frecuencia varían en el tiempo. En la Figura 5.2 se muestra una señal no estacionaria con contenido de frecuencia de 10, 25, 50 y 100 [Hz], al obtener su espectro de frecuencia observamos que éstas sólo están presentes en cierto intervalo de tiempo, mientras que para la señal estacionaria, se encuentran para todo instante.

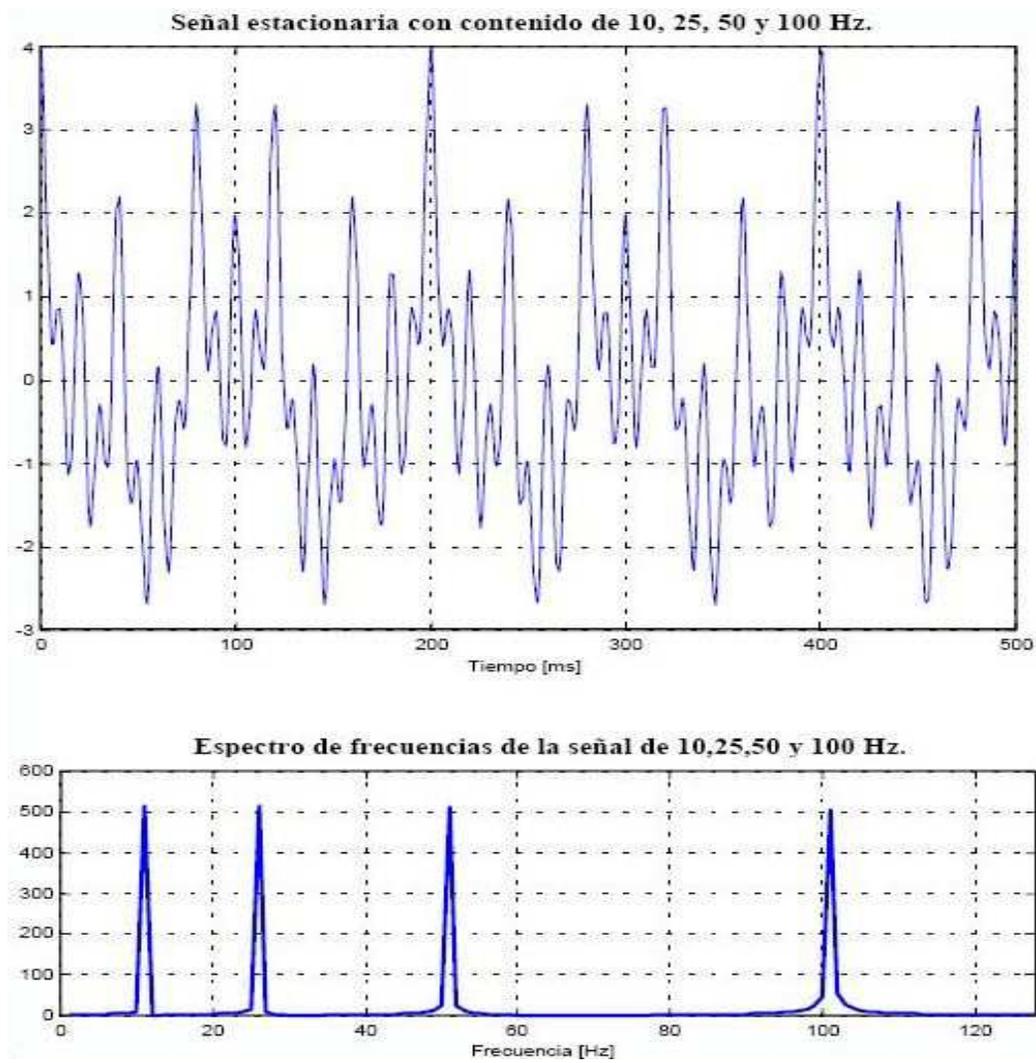


Figura 5.1. Señal estacionaria y espectro de Frecuencias [Polikar, 2001].

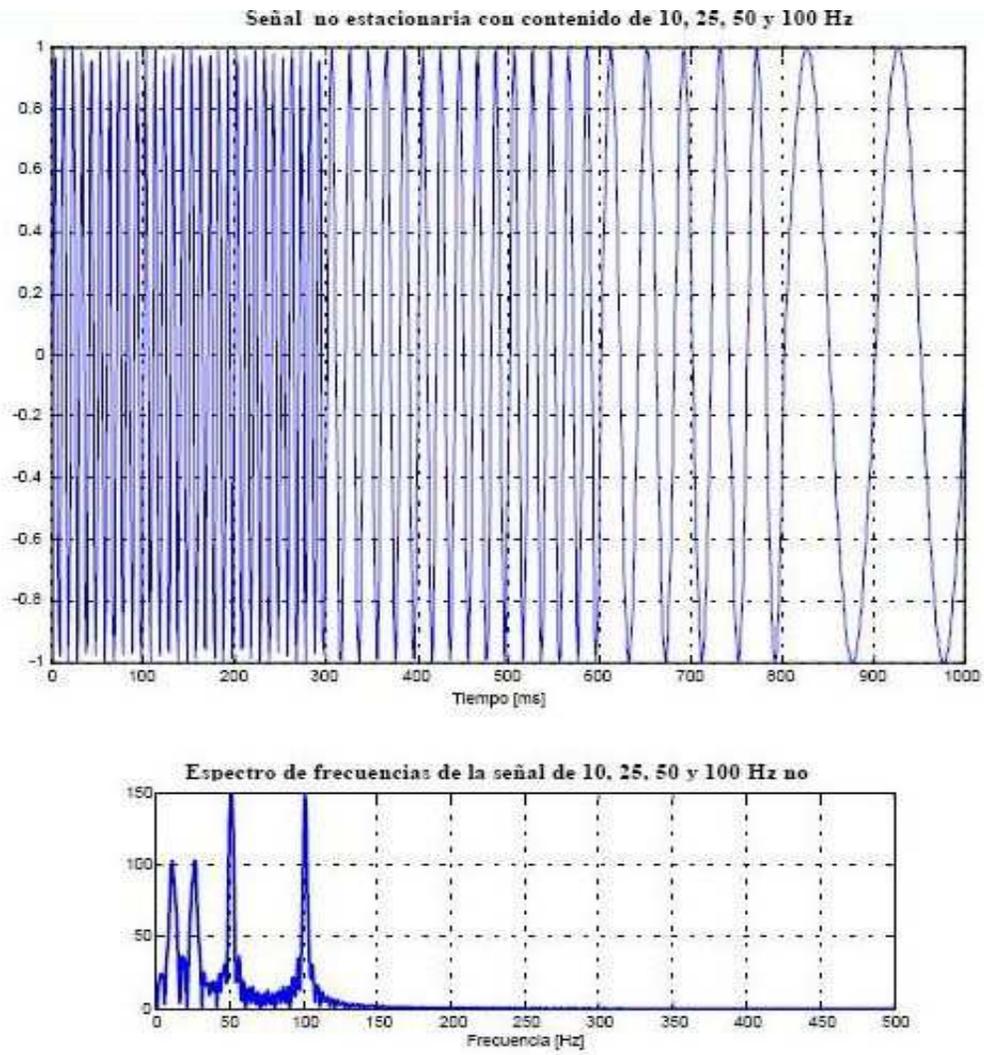


Figura 5.2. Señal No estacionaria y espectro de Frecuencias [Polikar, 2001].

5.3.3. Representación de señales

La representación de Fourier de una función periódica, representa la función como la suma de componentes sinusoidales que tienen diferentes frecuencias.

Sea una función $f(t)$ una función periódica de periodo T , la cual se puede representar por la serie trigonométrica:

$$f(t) = \frac{1}{2}a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos(n\omega_0 t) + b_n \sin(n\omega_0 t) \quad (5.2)$$

donde:

$$\omega_0 = \frac{2\pi}{T} \quad (5.3)$$

5.3.4. Funciones Periódicas

Una función periódica se puede definir como:

$$f(t) = f(t + nT), n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots \quad (5.4)$$

donde T es el período de la función.

5.3.5. Principio de incertidumbre de Heisenberg

Es un fenómeno físico que establece que no se puede conocer simultáneamente el momentum y la posición de una partícula en movimiento. En términos de procesamiento de señales es imposible conocer la frecuencia exacta y el tiempo exacto en el cual ocurre esta frecuencia en la señal. La señal no puede ser representada como un punto en el espacio tiempo-frecuencia. Pero si se puede conocer que banda de frecuencia existe en un intervalo determinado de tiempo [Valens, 1999].

5.4. Transformada de Fourier

La transformada de Fourier se emplea con señales periódicas. Las condiciones para poder obtener la transformada de Fourier, conocidas también como condiciones de Dirichlet, son:

- Que la señal sea absolutamente integrable, es decir:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |x(t)|^2 \cdot dt < \infty \quad (5.5)$$

- Que tenga un grado de oscilación finito.
- Que tenga un número máximo de discontinuidades.

Básicamente la Transformada de Fourier se encarga de transformar una señal del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. Esta indica el contenido de frecuencias de la señal, pero falla en proporcionar la localización temporal de las componentes de frecuencia observadas, expresa una función periódica como una suma de exponenciales complejas periódicas:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)e^{-2\pi ft} dt \quad (5.6)$$

donde f es la frecuencia.

$$x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} X(f)e^{2\pi ft} df \quad (5.7)$$

donde $X(f)$ es la transformada de Fourier de la señal en el dominio del tiempo $x(t)$.

En la ecuación 5.4 se observa que la señal es multiplicada por un término sinusoidal de frecuencia f . Si la señal tiene una alta componente de frecuencias entonces el producto de la señal y del término sinusoidal es relativamente grande, esto indica que la señal $x(t)$ tiene una fuerte componente de frecuencia, sin embargo, si la señal no tiene una componente de frecuencia el producto tiende a cero.

La información de la integral corresponde a todos los instantes del tiempo, ya que el intervalo de integración va desde $-\infty$ hasta $+\infty$ por lo que la transformada de Fourier sólo es capaz de entregar información de la existencia de ciertas componentes de frecuencia [Polikar, 2001].

5.4.1. Transformada de Fourier con ventanas

La transformada rápida de Fourier supone una solución al problema del análisis de señales no estacionarias ya que ésta divide la señal donde se asume que es estacionaria.

En primer lugar, se multiplica la señal original por una función ventana la cual tiene una anchura igual a parte de la señal considerada como estacionaria, se obtiene una nueva señal que es el producto anterior, posteriormente se aplica la Transformada de Fourier a la nueva señal. El siguiente paso es desplazar la ventana a una nueva localización hasta que toda la señal sea recorrida, lo cual puede ser expresado de la siguiente forma:

$$STFT(t', f) = \int_t [x(t)w^*(t - t') \cdot e^{-j2\pi ft}] dt \quad (5.8)$$

donde

STFT (short time Fourier transform)

$x(t)$ = Señal original.

w^* = Función ventana conjugada.

En cada instante t' y frecuencia f se calcula un nuevo coeficiente de la Transformada de Fourier. En la figura 5.3 se muestra como funciona esta transformada.

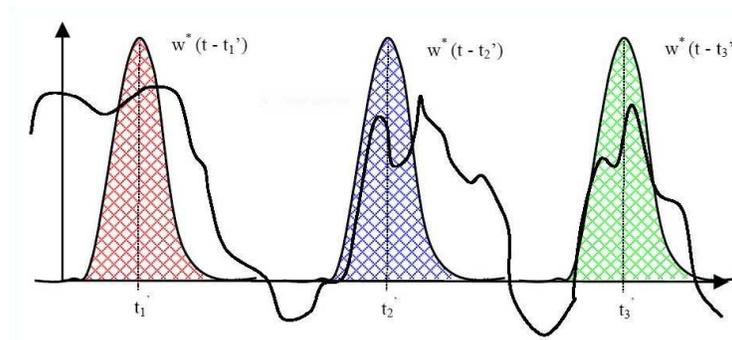


Figura 5.3. Transformada rápida de Fourier [Polikar, 2001].

Se muestra una función ventana de tipo gaussiana, la función *roja* muestra la ventana localizada en $t = t1'$, la azul en $t = t2'$ y la verde en $t = t3'$. Estas ventanas corresponderán a tres Transformadas de Fourier en tres tiempos distintos. Por lo tanto, se obtendrá una buena representación tiempo-frecuencia de la señal. Sin embargo, de acuerdo al principio de incertidumbre de Heisenberg no es posible conocer la representación exacta tiempo-frecuencia de una señal, sino tan sólo los intervalos de tiempo en los cuales existen determinadas bandas de frecuencia, por lo tanto, aparece un problema de resolución.

En la Transformada de Fourier, la ventana utilizada es la función exponencial $e^{-j\omega t}$ la cual se halla en todo instante de tiempo $(-\infty, +\infty)$ por lo que no existe el problema de resolución en el dominio del tiempo y frecuencia, ya que se sabe exactamente las frecuencias que existen y el valor de la señal para cada instante de tiempo.

En la Transformada Rápida de Fourier la ventana es de longitud finita, sólo se aplica a una parte de la señal, causando una disminución de la resolución en frecuencia, con lo cual sólo es posible conocer una banda de frecuencias y no un valor exacto de frecuencias.

Para obtener la estacionariedad 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.

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.

Para comprender este concepto se muestra la figura 5.4:

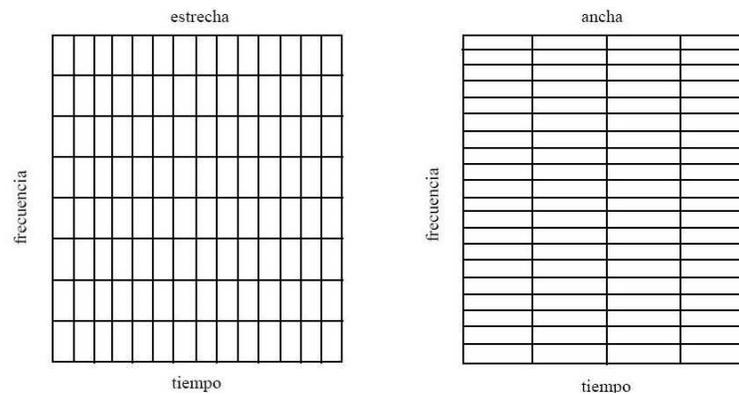


Figura 5.4. Enrejado tiempo-frecuencia [Polikar, 2001].

En este enrejado (Fig. 5.4) se observan los tipos de ventanas, para tener una buena resolución en el dominio del tiempo se tiene que sacrificar resolución en el dominio de la frecuencia y viceversa. Finalmente, si se desea aplicar esta transformada se tiene que decidir la clase y las características de la ventana a emplear, dependiendo de la aplicación.

5.5. Transformada Wavelet

El problema de la resolución tiempo-frecuencia, de acuerdo al principio de incertidumbre de Heisenberg, aparece sin importar la transformada que se utilice, no obstante, es posible analizar cualquier señal empleando el análisis multiresolución, el cual analiza la señal para diferentes frecuencias con diferentes resoluciones, es la idea básica que subyace detrás de la transformada Wavelet.

La transformada Wavelet se desarrolló como una alternativa para superar los problemas de resolución de la Transformada de Fourier con ventana, haciendo posible una buena resolución tanto en tiempo como en frecuencia de forma simultánea, con lo que se puede determinar el intervalo de tiempo en el cual aparecen determinadas componentes espectrales [Polikar, 2001].

Una **Wavelet** $\psi(t)$ es una función integrable y oscilatoria cuya media es 0:

$$\int \psi(t)dt = 0 \tag{5.9}$$

Las wavelets son funciones matemáticas que separan la información en diferentes componentes frecuenciales y estudia cada componente con una cierta resolución asociada a la escala, son originadas a partir de funciones generadores o funciones madre, a las cuales se les agregan dos variables, la *escala* y la *traslación*, estas variables son números reales.

Básicamente, la transformada Wavelet filtra la señal en el dominio del tiempo mediante filtros pasa bajas y pasa altas que eliminan ciertas componentes de alta o baja frecuencia de la señal, el procedimiento se repite para las señales resultantes del proceso de filtrado anterior. Con la transformada Wavelet las altas frecuencias tienen mejor resolución en el tiempo mientras que las bajas frecuencias en el dominio de la frecuencia.

5.5.1. Momentos de desvanecimiento

Es un concepto que nos permite conocer la forma de la Wavelet y es un parámetro para conocer la habilidad de la función para suprimir un polinomio dado. La suavidad de la Wavelet está limitada por el número de momentos de desvanecimiento que posea. El *i-ésimo* término de la Wavelet se calcula de la siguiente manera:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} h(x)x^i dx = 0 \tag{5.10}$$

Una función tiene v momentos de desvanecimiento si la integral es cero para $i = 0, \dots, v-1$. Las señales que tengan la forma polinomial del tipo:

$$y(x) = \sum_{m=0}^v C_m x^m \tag{5.11}$$

Tienen cero coeficientes de wavelet. El orden de una transformada de wavelet es dado por el número de momentos de desvanecimiento que existan. Una analogía con el concepto de momento puede ser un promedio, de manera que cuando el valor del promedio de una Wavelet es cero, se tiene un momento de desvanecimiento y los polinomios de grado menor a v serán eliminados.

5.5.2. Wavelet Madre

La función Wavelet Madre se refiere tanto a wavelets ortogonales como no ortogonales. El término madre se refiere al origen de las funciones con diferentes regiones de actuación que se usan

en el proceso de transformación, es un prototipo para generar las otras funciones ventana. La Wavelet base se refiere sólo a un conjunto de funciones ortogonales. El uso de una base ortogonal implica el uso de Transformadas Wavelet Discretas, mientras que una no ortogonal puede ser usada tanto con la Transformada Wavelet Discreta o Continua [Farge, 1992].

Para seleccionar una función wavelet madre se consideran los siguientes factores:

Ortogonal o no-ortogonal. En el análisis wavelet ortogonal, el número de convoluciones en cada escala es proporcional al ancho de la Wavelet base 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 series temporales, 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 son esperadas suaves variaciones continuas en la amplitud wavelet.

Real o Compleja. Una función compleja wavelet devolverá información acerca de la amplitud y fase, y está mejor adaptada para capturar comportamientos oscilatorios. 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. La resolución 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 poca resolución en frecuencia, mientras que una función amplia tendrá buena resolución en frecuencia.

Forma. La función wavelet debe reflejar el tipo de características presentes en la serie de tiempo. Para una serie temporal con saltos pronunciados o escalones, uno seleccionaría una función como la de Harr, mientras que para una serie de tiempo que varíe suavemente, uno seleccionaría una función manejable tal como un coseno amortiguado [Torrence, 1998].

5.5.3. Ejemplos de funciones Wavelet

Wavelet de Haar

Es la función más sencilla, tiene un momento de desvanecimiento y es muy utilizada para el análisis de señales utilizando la transformada discreta y continua (Fig. 5.5), se representa como:

$$h(x) = \begin{cases} 1 & ; 0 \leq x < \frac{1}{2}, \\ -1 & ; \frac{1}{2} \leq x < 1, \\ 0 & ; \text{otro} \cdot \text{valor}. \end{cases} \quad (5.12)$$

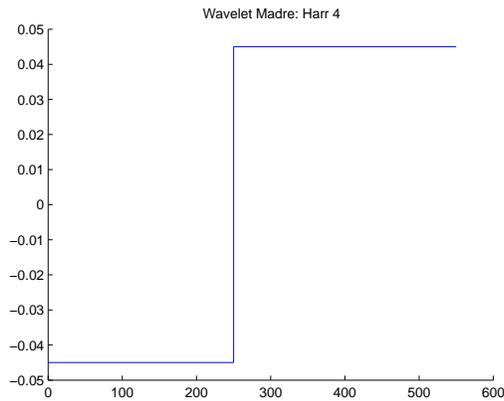


Figura 5.5. Wavelet de Haar.

Wavelet Mexican Hat

Esta función adquiere su nombre por la forma que describe su gráfica (Fig.5.6) la cual está definida por la ecuación 5.13 y corresponde a la segunda derivada de la función de densidad de probabilidad Gaussiana, es simétrica, lo que permite analizar las señales de uno modo simétrico y lineal en la fase al igual que la de Haar.

$$mexh(x) = \frac{2(1-x^2)e^{-\frac{x^2}{2}}}{\sqrt{3}\pi^{\frac{1}{4}}} \quad (5.13)$$

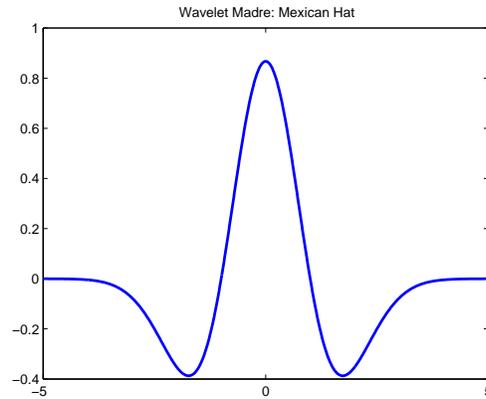


Figura 5.6. Wavelet Mexican Hat.

Wavelet de Daubechies

De acuerdo a la cronología de la teoría de las wavelets, la función que desarrolló Ingrid **Daubechies**, puede tener un orden N dependiendo del número de momentos de desvanecimiento que se desee, (Fig.5.7) N es un entero positivo y se refiere al número de coeficientes de filtros que tiene esa wavelet. Por ejemplo, la Daubechies de orden 1 (db1) es la *Wavelet Haar*.

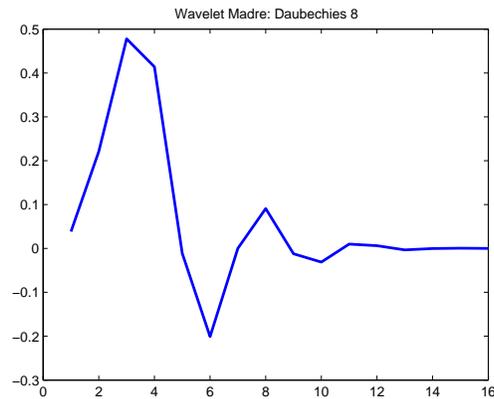


Figura 5.7. Wavelet de Daubechies.

Wavelet de Symmlet

Esta función posee las características de *ortogonalidad* y *biortogonalidad* y al igual que la Daubechies se puede utilizar tanto en Transformada Discreta como Continua, es asimétrica y el orden de momentos de desvanecimiento es directamente proporcional al orden de la Wavelet.

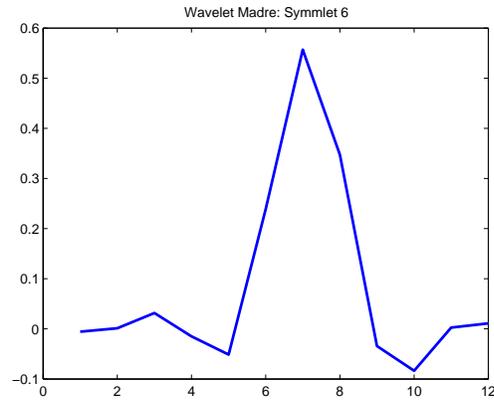


Figura 5.8. Wavelet de Symmlet.

Wavelet de Coiflet

Una wavelet con mayor número de desvanecimientos es la **Coiflet** (Fig.5.9) , la cual tiene para cada orden diferente $2N$ momentos de desvanecimiento. Puede ser simétrica o asimétrica dependiendo del orden N de la wavelet con que se trabaje. Para esta función, la relación entre momentos de desvanecimiento y número de coeficientes se ha perdido.

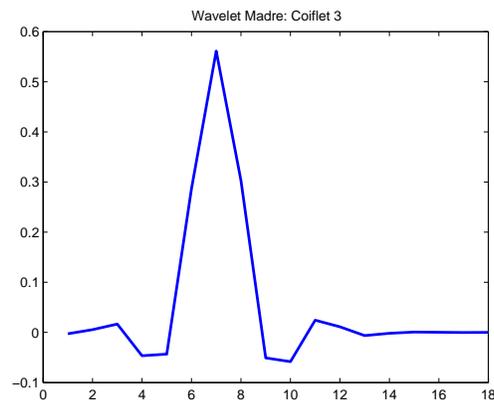


Figura 5.9. Wavelet de Coiflet.

Wavelet Gaussiana

Se define como la derivada de la función de densidad de probabilidad (Ec. 5.14), la cual puede apreciarse en la Figura 5.10.

$$gauss(x, n) = C_n \frac{d}{dx}(e^{-x^2}, n) \quad (5.14)$$

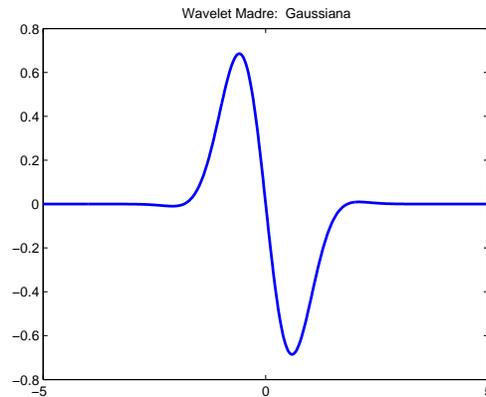


Figura 5.10. Wavelet Gaussiana.

Donde C_n es una constante determinada por 2 -norm de $gauss(x, n) = 1$. Se puede utilizar para la Transformada Continua de Wavelet y puede ser simétrica o asimétrica según el valor de n .

Wavelet de Morlet

La wavelet de **Morlet** (Fig.5.11) se define por la ecuación 5.15, la cual es simétrica, no posee características de ortogonalidad ni biortogonalidad y sólo es útil para la Transformada Continua de Wavelet.

$$mor(x) = e^{-\frac{x^2}{2}} \cdot \cos(5x) \quad (5.15)$$

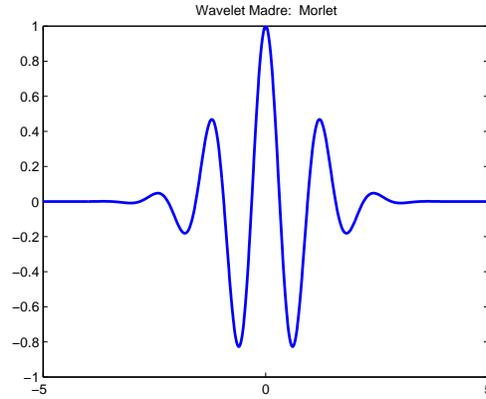


Figura 5.11. Wavelet de Morlet.

5.5.4. Transformada Wavelet Continua

Esta transformada fue desarrollada como técnica alternativa a la STFT como una manera de superar el problema de resolución. El análisis wavelet se realiza de manera similar al análisis STFT, la función original se multiplica por una función (*función wavelet*) similar a la ventana utilizada en STFT, y la transformada se calcula por separado para distintos segmentos de la señal en el dominio del tiempo. Sin embargo, existen dos diferencias entre la STFT y la CWT [Polikar, 2001]:

- No se evalúa la transformada de Fourier de las señales ventana y por lo tanto aparecerá un único pico que corresponde a una senoide.
- El ancho de la ventana varía a medida que se evalúa la transformada para cada componente del espectro.

La transformada Wavelet Continua se define como:

$$C(\tau, s) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)\psi_{\tau,s}^*(t)dt \quad (5.16)$$

donde

$$\psi_{\tau,s}^*(t) = \frac{1}{\sqrt{|s|}}\psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \quad (5.17)$$

La señal transformada es una función de dos variables, τ (traslación) y s (escala), el término $\psi_{\tau,s}^*(t)$ es la función de transformación a la cual se le denomina *función wavelet madre*.

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.

Escala

El escalamiento produce dilatación o compresión de la señal, las altas escalas corresponden a señales dilatadas y las escalas pequeñas a señales comprimidas. En términos de frecuencia las altas escalas corresponden a bajas frecuencias mientras que las bajas escalas a altas frecuencias.

Altas escalas → **señal dilatada** → **baja frecuencia**: Información global de la señal que generalmente abarca toda la señal.

Bajas escalas → **señal comprimida** → **alta frecuencia** : Información detallada de una característica oculta en la señal que tiene una duración relativamente pequeña.

El parámetro escala se define como:

$$Escala(s) = \frac{1}{Frecuencia}$$

El escalamiento y la traslación se pueden representar por medio de un enrejado sobre un 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. Para una Wavelet madre se puede variar el tamaño de las divisiones manteniendo constante la superficie. En la Figura 5.12 se puede observar que si se tiene una buena resolución temporal se pierde resolución en la frecuencia, por el contrario si se pierde resolución temporal se gana en la frecuencia. Así, variando la anchura y desplazándola por el eje temporal, se calcula el valor correspondiente a cada celda.

5.5.5. Transformada Wavelet Semidiscreta

En la práctica, es más conveniente la *WT* en algunos valores discretos de *a* y *b*. Por ejemplo, la escala diádica corresponde a la definición de los parámetros $a = 2^j, b = 2^j k$, con $(j, k) \in \mathbb{Z}^2$ denominándose transformada Wavelet semidiscreta (SWT). La transformada será reversible si se cumple:

$$A\|f\|^2 \leq \sum |(f, \psi(\tau, s))|^2 \leq B\|f\|^2 \tag{5.18}$$

Donde A y B son dos constantes positivas y $f(t)$ sigue siendo una función continua.

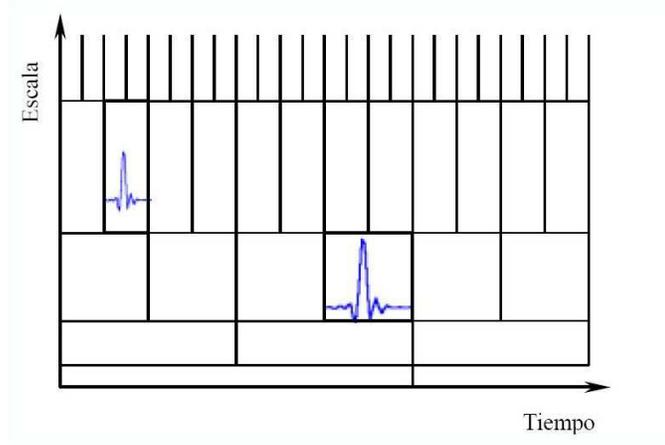


Figura 5.12. Enrejado del plano Tiempo-Escala en Wavelet [Polikar, 2001].

5.5.6. Transformada Wavelet Discreta (DWT)

Sea la señal a analizar $f[n]$ una función discreta. La transformada Wavelet de la señal esta definida como:

$$C[j, k] = \sum_{n \in \mathbb{Z}} f[n] \psi_{j,k}[n] \quad (5.19)$$

donde $\psi_{j,k}$ es una Wavelet Discreta definida como:

$$\psi_{j,k}[n] = 2^{-\frac{j}{2}} \cdot \psi[2^{-j}n - k] \quad (5.20)$$

Los parámetros τ , s están definidos según la escala diádica, de manera que $\tau = 2^j$, $s = 2^j k$ [Polikar, 2001].

Normalización

Para asegurarse de que las transformaciones de Wavelet a cada escala s son directamente comparables a cada una de las transformaciones de otras series temporales, la función wavelet en cada escala s es normalizada para tener energía unitaria:

$$\hat{\psi}(sw_k) = \left(\frac{2\pi s}{\delta t}\right)^{\frac{1}{2}} \hat{\psi}_0(sw_k) \quad (5.21)$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\widehat{\psi}_0(w')|^2 dw' = 1 \quad (5.22)$$

Espectro de Potencia Wavelet

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

La transformada wavelet se puede dividir en:

$$\begin{cases} \text{ParteReal} & \Re\{W_n(s)\} \\ \text{ParteImaginaria} & \Im\{W_n(s)\} \end{cases} \quad (5.23)$$

$$\begin{cases} \text{Amplitud} & |W_n(s)| \\ \text{Fase} & \tan^{-1}\left[\frac{\Im\{W_n(s)\}}{\Re\{W_n(s)\}}\right] \end{cases} \quad (5.24)$$

El espectro de potencia wavelet es definida por Torrence y Compto (1998) como:

$$|W_n(s)|^2 \quad (5.25)$$

Para funciones wavelet reales como, las derivadas de una gaussiana; la parte imaginaria es cero y la fase no está definida.

Capítulo 6

Procesamiento de datos

*Vale más saber alguna cosa de todo,
que saberlo todo de una sola cosa.
Blaise Pascal (1623-1662) .*

El sistema climático es un sistema no lineal y presenta una dinámica caótica de donde se deduce que la mayor parte de las series temporales de las variables climáticas no son estacionarias. Mediante el análisis wavelet podemos descomponer una serie temporal simultáneamente en el dominio del tiempo y la frecuencia, lo que le convierte en una herramienta muy útil a la hora de analizar series climáticas. En este trabajo se muestra su aplicación sobre series temporales de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$, así mismo, se analizaran las series de ^{10}Be y ^{14}C las cuales son indicadores de actividad solar y también poseen un comportamiento no estacionario. El programa utilizado para tales fines es desarrollado por el Dr. Christopher Torrence y el Dr. Gilbert P. Compo, ambos investigadores de la Universidad de Colorado en Estados Unidos de Norteamérica en el área de Ciencias Atmosféricas y Oceánicas, está disponible en la dirección electrónica: <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>. El programa fue modificado para poder analizar las series temporales de los isótopos antes mencionados.

El $\delta^{18}\text{O}$ en el hielo proporciona la estratigrafía y paleoclimatología básica de los núcleos de hielo, éste se origina por la evaporación del agua marina, viaja como una masa de aire a latitudes más altas por lo que esta masa se enfría y se pierde el agua en forma de lluvia o nieve, cuando la fase líquida y gaseosa del agua interactúan, el isótopo más pesado se agota en la fase gaseosa, el gas residual tiene menos ^{18}O a medida que las temperaturas se vuelven más frías. El valor de $\delta^{18}\text{O}$ se refiere al cociente entre:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{std}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{std}} \times 103\text{ppm} \quad (6.1)$$

donde s se refiere a la muestra, std a la media estándar del agua oceánica y ppm partes por cada mil.

Se han realizado diversas calibraciones para determinar la relación entre el $\delta^{18}\text{O}$ y la temperatura de manera que se ha concluido que el registro de éste refleja claramente las relaciones pasadas entre ambos [GISP2, 2006].

También se eligieron dos isótopos cosmogénicos porque imprimen las variaciones solares en diversos materiales, el ^{10}Be se encuentra en los casquetes polares y en los sedimentos marinos, el ^{14}C en los sedimentos, en las plantas y en los animales muertos.

Los isótopos cosmogénicos se producen por la interacción de los rayos cósmicos con los elementos que se encuentran en la atmósfera, en este proceso se originan una serie de isótopos inducidos que se encuentran tanto en la superficie de la Tierra como en la atmósfera y su ritmo de formación varía tanto con la latitud como con la altitud.

La vida media de los isótopos cosmogénicos ^{10}Be y ^{14}C es:

Isótopo	Vida media
^{10}Be	1.5×10^6
^{14}C	5730

El carbono 14 es producido en la atmósfera debido a la interacción de las rayos cósmicos con el Nitrógeno 14 estable, esta reacción involucra un neutrón interactuando con el ^{14}N continuando con la expulsión de un protón que forma el ^{14}C , el cual decae nuevamente en ^{14}N .

La tasa de producción de ^{14}C en la atmósfera no ha sido constante a través del tiempo ya que las variaciones en la liberación de los rayos cósmicos provenientes del Sol y los cambios en el campo magnético terrestre alteran el paso de éstos a través de la magnetósfera, por lo que se han calibrado las mediciones de este isótopo midiendo la actividad del crecimiento de los anillos de árboles con edad conocida.

El Berilio 10 es producido por las reacciones de los protones de alta energía de los rayos cósmicos con el N_2 y O_2 en la atmósfera y en la superficie por los minerales expuestos a éstos.

Cuando el ^{10}Be se forma en la atmósfera, rápidamente se deposita en forma de lluvia o nieve anexándose a los sedimentos, su actividad decae con el tiempo en la misma manera que cualquier otro isótopo radioactivo y puede ser utilizado para determinar tasas de sedimentación.

6.1. Adquisición de Datos

Los datos utilizados en este trabajo son adquiridos de la página electrónica del Centro Nacional de Datos Climáticos (National Climatic Data Center), el cual es una dependencia de la NOAA

(National Oceanographic and Atmospheric Administration) y de la página de estudios de la dirección electrónica es:

- <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore.html>.

Los datos fueron obtenidos mediante la perforación de núcleos de hielo en la Antártida y Groenlandia, además de reconstrucciones en anillos de árboles, corales y foraminíferos para los datos de ^{14}C , la página electrónica es:

- <http://www.radiocarbon.org/IntCal04.htm>.

El objetivo de las perforaciones es analizar diversas características ambientales del pasado mediante la obtención de diversos componentes de la atmósfera atrapados por miles de años dentro de las capas de hielo polar.

6.1.1. Datos del Polo Norte

Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y ^{10}Be correspondientes al polo norte se obtuvieron de las perforaciones de núcleos de hielo en Groenlandia (Fig. 6.1).

El 1 de julio de 1993, después de 5 años de perforación, el proyecto del manto de hielo de Groenlandia 2 (Greenland Ice Sheet Project 2, GISP2); perforó un núcleo de 3053.44 metros de profundidad, el núcleo de hielo perforado más profundo en el mundo en esa época.

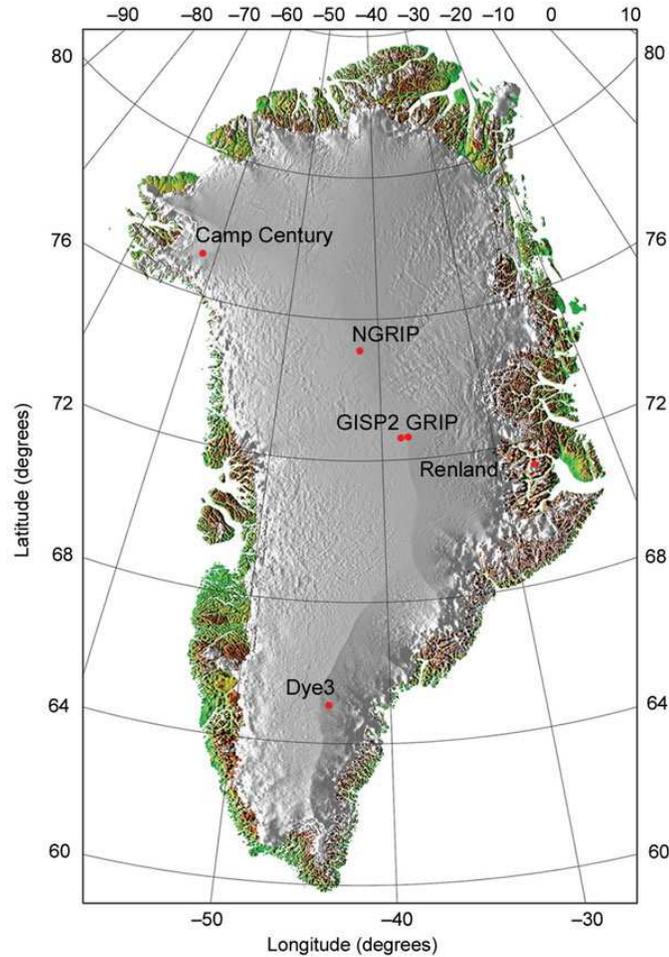


Figura 6.1. Mapa de Groenlandia indicando la zona de estudio GISP2 [Tomado de GISP2, 06].

El manto de hielo sobre Groenlandia consiste de un continuo depósito de acumulación de nieve en un período de tiempo de más de 250 000 años. Las condiciones climáticas han controlado la textura de la nieve depositada, así los núcleos de hielo perforados en Groenlandia proporcionan información detallada sobre el paleoclima y su variabilidad [Witt & Schumann, 2005].

Los registros obtenidos de estas perforaciones son de extrema importancia para comprender los cambios ambientales ya que no solo proporcionan la más alta resolución, continuidad y vistas multi paramétricas sino que permiten validar los antiguos registros de núcleos antes perforados [GISP2, 2006].

Las direcciones electrónicas de los datos obtenidos son:

Isótopo	Dirección electrónica
^{10}Be	ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/greenland/summit/gisp2/cosmoiso/ber10.txt
^{18}O	ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/greenland/summit/gisp2/isotopes/gispd18o.txt

donde se presenta un archivo con extensión *.txt* de la cual se obtienen dos columnas una con el tiempo en años y otra con las concentraciones obtenidas.

6.1.2. Datos del Polo Sur

Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y ^{10}Be en el Polo Sur se obtuvieron de las perforaciones de núcleos de hielo en la estación Taylor Dome (Fig.6.2) en la Antártida.

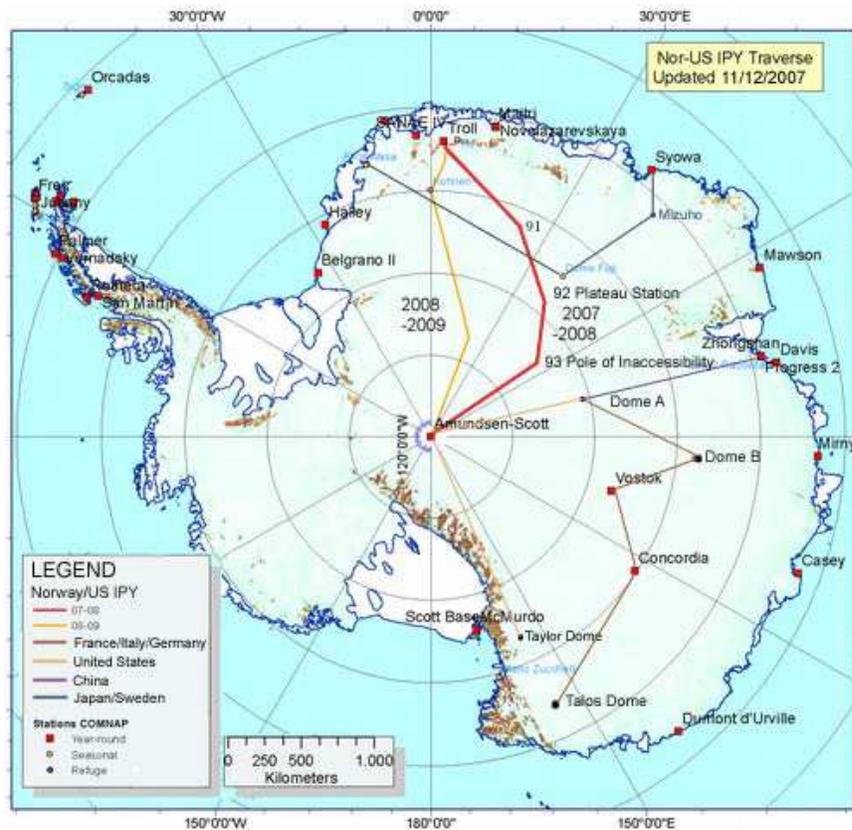


Figura 6.2. Mapa de la Antártida mostrando la localización de la obtención de los datos de los núcleos de hielo, Taylor Dome [Tomado de NGDC, 2009].

La Antártida es el continente más frío, aquí fue registrada la temperatura más baja del mundo (-88.3° C), el 24 de agosto de 1960, en la estación Vostok.

Las direcciones electrónicas de los datos obtenidos son:

Isótopo	Dirección electrónica
^{10}Be	<i>ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/antarctica/taylor/betd.txt</i>
^{18}O	<i>ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/antarctica/taylor/hi18o_td.txt</i>

Los datos son calibrados por diversos organismos ya que la relación profundidad y tiempo no es lineal, se utilizan modelos matemáticos complejos, para poder utilizarlos se hace una interpolación ya que el programa así lo pide.

6.2. Técnicas de procesamiento utilizadas

La Transformada Wavelet Discreta se utiliza para analizar y reconstruir una señal con una significativa reducción del tiempo de procesamiento, además es más fácil de implementar que la Transformada Continua de Wavelet. Para realizar el procesamiento, es necesario disponer de algoritmos eficientes para su uso en computadoras, de manera que encuentre rápidamente los coeficientes de Wavelet y reconstruya la señal. Tales algoritmos se encuentran en el análisis multiresolución (MRA, por sus siglas en inglés), el cual fue desarrollado para descomponer señales en tiempo discreto, haciendo uso de diversas frecuencias de corte que analizan la señal en diferentes escalas, se hace pasar la señal a través de filtros paso alto para analizar las componentes de alta frecuencia y filtros paso bajo para las de baja frecuencia, lo que cambia la resolución de la señal y la escala mediante operaciones de interpolación y muestreo [Polikar, 2001].

Los términos codificación de subbandas, codificación piramidal y análisis multiresolución se refieren a técnicas para descomponer discretamente señales en el tiempo, la idea es la misma que para la CWT.

6.2.1. Codificación de sub bandas

La CWT se evalúa modificando la escala de la ventana de análisis, desplazando la ventana en el tiempo, multiplicándola por la señal e integrándola en el tiempo, en el caso de la DWT, se analizan filtros con diferentes frecuencias de corte para analizar la señal en las diferentes escalas.

Tenemos a la señal original S , se hace pasar por dos filtros paso altas y paso bajas, se obtienen dos señales, una de aproximación A y otra de detalle D , donde los coeficientes de la señal D constituyen principalmente el ruido de alta frecuencia y los coeficientes de A contienen menor ruido que la señal original (Fig.6.3).

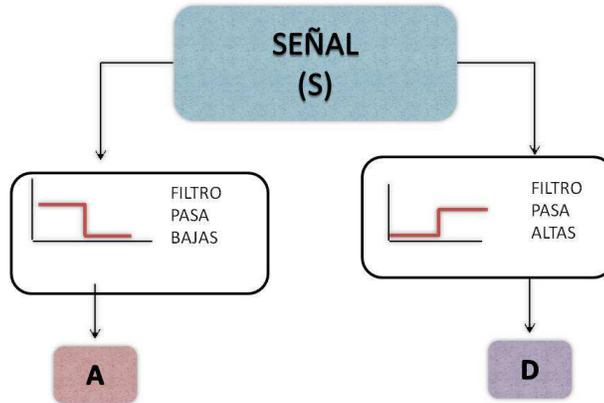


Figura 6.3. Proceso de filtrado.

Si este procedimiento se realiza sobre la señal en forma iterativa, el procedimiento es conocido como codificación de sub bandas y puede repetirse para obtener una mayor descomposición de la señal. El filtrado y el submuestreo darán como resultado una disminución a la mitad del número de muestras (resolución en tiempo dividida) y de la banda de frecuencias abarcada (una resolución en frecuencia duplicada) [Polikar, 2001]. El filtrado paso bajas reduce a la mitad la resolución, pero no altera la escala. En la Figura 6.4 se ilustra el proceso de codificación de sub bandas.

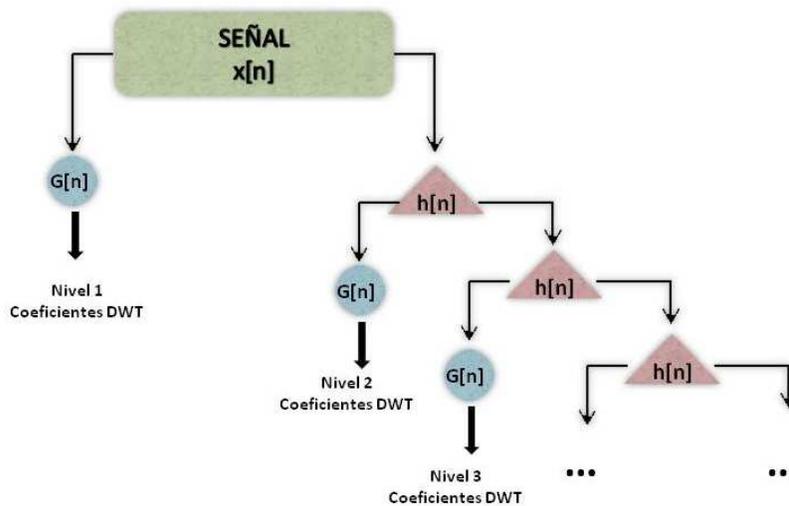


Figura 6.4. Proceso de descomposición múltiple de una señal.

Las frecuencias que sean más dominantes en la señal original aparecerán como altas amplitudes en la región de la DWT que incluye esa frecuencia. La diferencia entre la Transformada de Fourier y la DWT es que, con esta última no se pierde la localización temporal de estas frecuencias.

El procedimiento nos ofrece buena resolución en el dominio del tiempo para altas frecuencias y para bajas buena resolución en el dominio de las frecuencias.

Altas frecuencias \Rightarrow Dominio del tiempo.

Bajas frecuencias \Rightarrow Dominio de la frecuencia.

La cantidad de muestras de la señal determina el número máximo de descomposición, por ejemplo si la señal tiene 1024 muestras, entonces es posible realizar hasta 10 niveles de descomposición [Polikar, 2001].

6.2.2. Espectro de Potencias de Wavelet

Una manera útil de determinar la distribución de la energía presente en una serie de datos, se obtiene mediante la gráfica del espectro de potencias de Wavelet, la cual permite discriminar entre las características importantes de la señal y las que deben ser ignoradas, se define como:

$$|W_n(s)|^2 \tag{6.2}$$

Para analizar los datos se utiliza la wavelet de Morlet, separándola en su parte real e imaginaria, amplitud y fase. Para obtener una buena comparación, se debe contar con una normalización común para cada uno de los espectros de las señales analizadas, en este caso el valor para normalizar es igual a la varianza:

$$|W_n(s)|^2 = \sigma^2 \tag{6.3}$$

para toda n y s .

En la Figura 6.5 se observa la gráfica del espectro de potencias de Wavelet de una serie de tiempo del índice de oscilación en el ártico (AO, por sus siglas en inglés), donde el eje horizontal es el tiempo expresado en años y el eje vertical muestra el período en años. En la escala de colores se indica la mayor potencia en color rojo y la menor en azul.

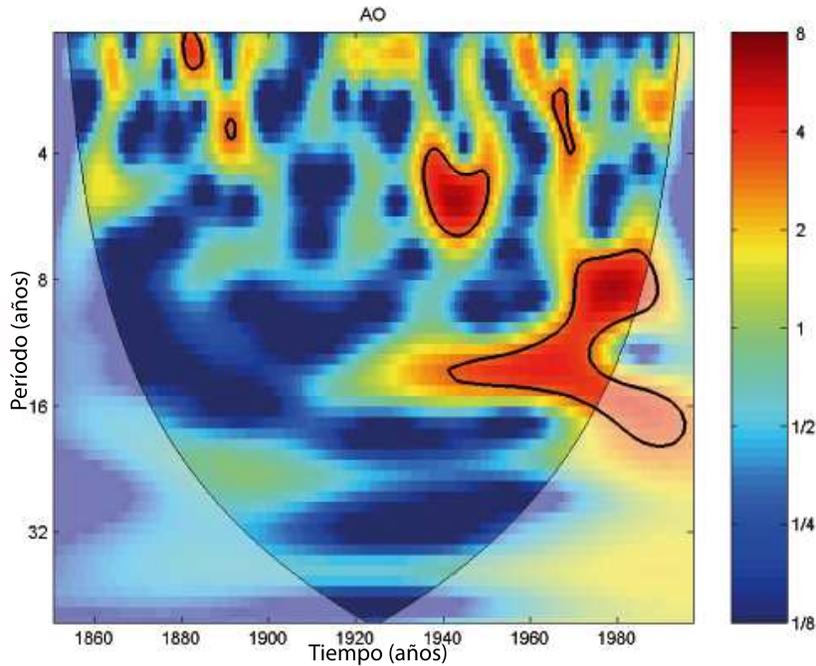


Figura 6.5. Espectro de Potencias de Wavelet de la Oscilación del Ártico [Modificado de Torrence, 1998].

6.2.3. Cono de Influencia (CI)

Cuando se analizan series de longitud de tiempo finito, existen errores al principio y al final del espectro de potencia de wavelet. Para solucionar este problema, se rellenan con ceros la parte final de la serie temporal antes de efectuar la transformada wavelet de manera que la longitud N se lleve a la siguiente potencia de 2 más alta, limitando los efectos de borde. Cuando una serie es cíclica, no se efectúa el procedimiento de relleno y por lo tanto no hay CI. Cuando se hace el relleno con ceros, se introducen discontinuidades en los puntos finales, cuando se acercan a escalas más grandes, la amplitud cercana a los bordes decrece tanto como ceros se introduzcan al análisis.

El CI nos permitirá limitar los efectos de borde, los cuales son originados al principio y al final de la serie de tiempo debido a que la señal o serie de tiempo con la que trabajamos es finita. Por lo que la solución a estos efectos es rellenar el final de la serie de tiempo con ceros, antes de hacer la transformada wavelet y removerlos posteriormente. El cono de influencia será aplicado para el espectro de potencias de Wavelet el cual nos permitirá obtener un nivel de confianza del 95 por ciento en los datos analizados [Torrence & Compo, 1998].

La Figura 6.6 muestra el cono de influencia, el cual tiene una forma de U , lo que nos indica que los valores que se encuentren dentro de éste, tendrán una confiabilidad del 95 por ciento.

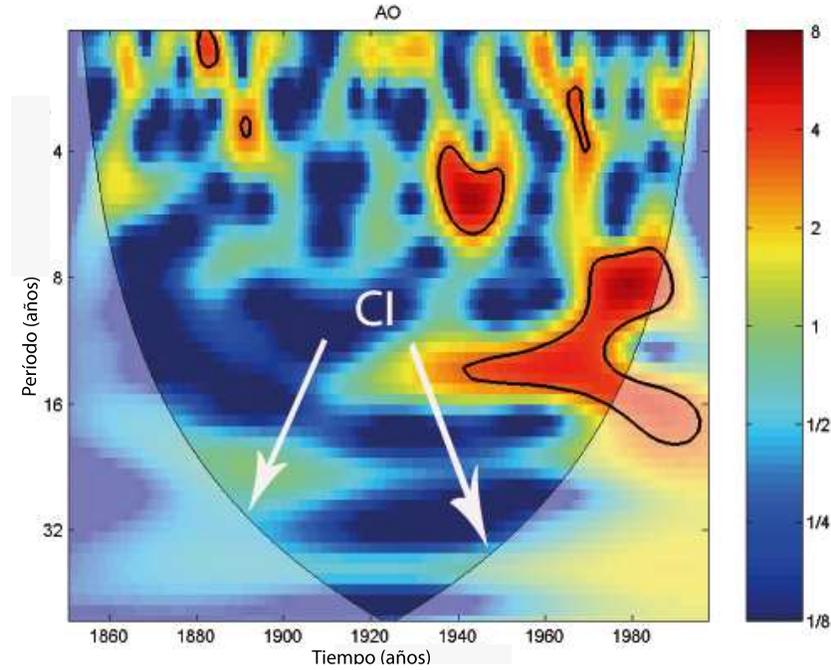


Figura 6.6. Cono de influencia dentro del espectro de potencias de Wavelet de la serie de Oscilación del Ártico [Modificado de Torrence, 1998].

6.2.4. 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:

$$\bar{W}_n^2(s) = \frac{1}{n_a} \sum_{n=n_1}^{n_2} |W_n(s)|^2 \quad (6.4)$$

donde el índice n es asignado arbitrariamente al punto medio de n_1 y n_2 y,

$$n_a = n_2 - n_1 + 1 \quad (6.5)$$

es el número de puntos que están en el promedio. Al repetir la ecuación 6.5 en cada paso de tiempo, uno crea un gráfico Wavelet suavizado por una cierta ventana.

El caso extremo de tal ecuación es cuando el promedio está sobre todo el espectro local Wavelet, lo cual da el espectro global wavelet:

$$\bar{W}_n^2(s) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} |W_n(s)|^2 \quad (6.6)$$

En la figura 6.7 se observa el espectro de potencias de wavelet de la serie de tiempo de la serie del tiempo de las temperaturas superficiales oceánicas sobre la región de El niño en el Pacífico sur (5°S-5°N, 90°W-150°W), de 1871 a 1996, expresadas en °C, donde el eje horizontal es el tiempo en años y el eje vertical es el período, al lado derecho se observa el espectro global de wavelet, el cual muestra un pico que representa la periodicidad de 3, 6, 16 y 40 años.

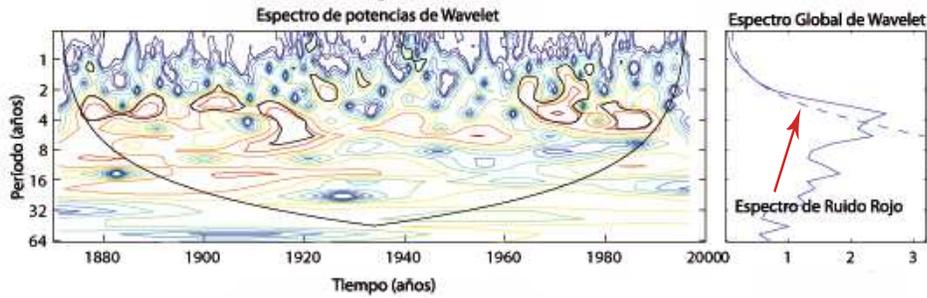


Figura 6.7. Espectros de potencias, global de wavelet y de ruido rojo de los datos del Pacífico sur correspondientes al fenómeno de oscilación de EL Niño [Modificado de Torrence, 1998].

6.2.5. Espectro de Fourier de ruido rojo

Para determinar los niveles de significancia tanto para Fourier como para el espectro de Wavelet, se necesita un espectro de referencia apropiado. Se asume que las diferentes realizaciones del proceso geofísico serán aleatoriamente distribuidas entorno a este promedio o espectro de referencia 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*).

Muchas series de tiempo provenientes de estudios geofísicos pueden ser modeladas tanto con ruido rojo como con ruido blanco. Un simple modelo para el ruido rojo es el proceso autoregresivo lag-1 invariante:

$$x_n = \alpha x_{n-1} + z_n \quad (6.7)$$

donde α es la autocorrelación lag-1 asumida, $n = 0, 1, 2, 3, \dots$, $x_0 = 0$ y z_n son tomadas del ruido blanco gaussiano, de acuerdo a Gilman et al. (1963), el espectro de potencia discreto de Fourier de la ecuación anterior, después de normalizarla se obtiene:

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(\frac{2\pi k}{N})} \quad (6.8)$$

Donde $k=0\dots N/2$ es el índice de frecuencia, si $\alpha = 0$ sólo queda el espectro del ruido blanco. Este espectro de ruido rojo nos permitirá obtener una confianza del 95 por ciento en el espectro global de Wavelet.

La serie de tiempo del ruido rojo esta definida como:

$$x(t) = ax(t - \Delta t) + (1 - a^2)^{1/2}\varepsilon(t) \quad (6.9)$$

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

En la Figura 6.7 se indica el espectro de ruido rojo contenido en el espectro global de wavelet, el cual indica que los valores por encima de él tienen una confiabilidad del 95 por ciento y los que estén por debajo no son muy confiables, la periodicidad que se considera confiable es la de 3 años.

6.2.6. Niveles de Significancia

Se asume que la serie de tiempo tiene un espectro de potencia promedio, posiblemente dado por la ecuación 6.8 ; si un pico en el espectro de potencia wavelet está significativamente arriba de este espectro de fondo, entonces se puede asumir que es una característica verdadera con un cierto porcentaje de confianza. Un nivel de significancia del 5 por ciento es equivalente al 95 por ciento del nivel de confianza, e implica una prueba contra un cierto nivel de referencia, mientras que el 95 por ciento de intervalo de confianza, se refiere al rango de confianza sobre un valor dado [Torrence & Compo, 1998].

6.3. Análisis Wavelet

En esta sección se presenta el análisis Wavelet realizado en las series temporales de $\delta^{18}\text{O}$, ^{10}Be y ^{14}C a fin de localizar periodicidades que nos proporcionen información sobre las variaciones climáticas y solares además de la relación que pueden guardar entre ellas durante el Holoceno, los últimos 11 500 años aproximadamente. Al utilizar éste análisis se puede conocer con mayor profundidad la estructura de la serie climática debido a que se utiliza la información en ambos dominios y el comportamiento de la frecuencia se manifiesta dinámicamente a lo largo del tiempo.

Se presentan las series de tiempo de $\delta^{18}\text{O}$ y ^{10}Be , correspondientes al polo sur y norte en dos intervalos de tiempo; 11500 y 10000 años, se eligieron estos intervalos ya que a principios del Holoceno, aproximadamente hace 11500 años, se presenta un evento abrupto de las condiciones climáticas, termina el Younger Dryas, donde se retiran los glaciares y el clima se vuelve más cálido, por lo que se toma el intervalo de 10000 años eliminando esta anomalía climática y haciendo la serie mas continua. La serie de ^{14}C se presenta en los dos intervalos de tiempo a nivel global.

Como se mencionó anteriormente los datos están previamente calibrados, lo que se hizo fue interpolarlos para aplicar la transformada ya que así lo requiere el programa desarrollado por Torrence y Compo (1998) y se procesará en MATLAB.

Las figuras obtenidas después de realizar el análisis se muestran en la siguiente sección.

6.3.1. Análisis Wavelet de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes al Polo Norte

Como se explicó anteriormente, los isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ son indicadores de paleotemperaturas, por ello se realizará el Análisis por medio de la Transformada Wavelet para encontrar las periodicidades que dominan durante el Holoceno.

Análisis de $\delta^{18}\text{O}$ para el intervalo de 0 a 11 500 años

En la Figura siguiente se muestra el análisis wavelet efectuado sobre la serie de tiempo de $\delta^{18}\text{O}$, el intervalo de tiempo a analizar es de 0 a 11500 años, los datos son obtenidos de la estación GISP2 en Groenlandia.

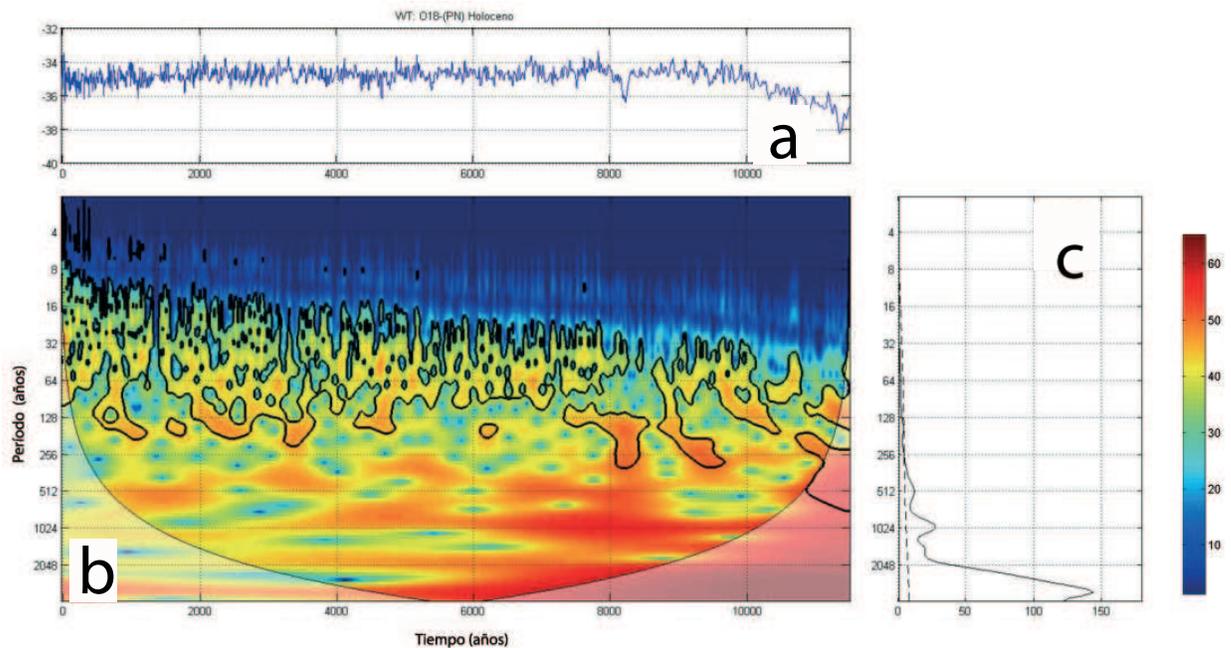


Figura 6.8. Análisis Wavelet de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes al polo Norte (GISP2), para el período de 0 a 11500 años antes del presente. Indicándose la serie temporal (a), el espectro de potencias de wavelet (b) y el espectro global (c).

Dentro de la Figura 6.8 se muestran 3 paneles, el superior (a) muestra el intervalo de tiempo a analizar el cual es de 0 a 11500 años antes del presente, que corresponde al Holoceno, el central (b) muestra el espectro de potencias de wavelet, donde la curva en forma de U representa el cono de influencia y la información contenida dentro de éste tendrá una significancia mayor o igual al 5%, los tonos rojos representan los períodos de mayor potencia y los azules los de menor, el cual está representado con una escala de colores. Finalmente, el panel del lado derecho (c) representa el

espectro global de wavelet y muestra las periodicidades de mayor potencia encontradas en (b), la línea punteada corresponde al ruido rojo, que informa sobre la confiabilidad de los resultados y se valida con un 95 % cuando los datos se encuentren por encima de ésta.

En este análisis se observan 4 periodicidades dominantes en el EGW (c) 520, 1000, 1500 y 3800 años además se encuentran por encima de la línea de ruido rojo, esta última periodicidad no aparece en la serie de 10 000 años posiblemente debido a que el intervalo de tiempo no es tan grande o ésta sea característica del Younger Dryas, en la Tabla 6.2 se ilustran estas periodicidades.

PERIODICIDAD (años)	INTERVALO DE TIEMPO (años)
520	6000-8000
1000	7000-10000
1500	9000-11500,
3800	Todo el intervalo de tiempo

Tabla 6.1. Periodicidades encontradas en el espectro global de wavelet para la serie de $\delta^{18}\text{O}$ del Polo Norte (11 500 años).

En la serie de tiempo (a) se observa la disminución de la temperatura a partir de 10 000 años y hasta donde termina la serie, esta período concuerda con lo mostrado en el capítulo 4 de esta tesis. El rápido enfriamiento producido en el año 8200 AP parece muy dominado por la periodicidad de 950 años y también por la de 3800 años.

El último milenio parece no estar afectado por ninguna de estas periodicidades ya que la mayor contribución de la potencia se debe al evento Younger Dryas.

Análisis de $\delta^{18}\text{O}$ para el intervalo de 0 a 10 000 años

En la siguiente figura se muestra el análisis wavelet efectuado sobre los datos de $\delta^{18}\text{O}$, los cuales son indicadores de paleotemperaturas, durante el período del Holoceno (hasta 10 000 años), los datos se tomaron de la estación GISP2 en Groenlandia.

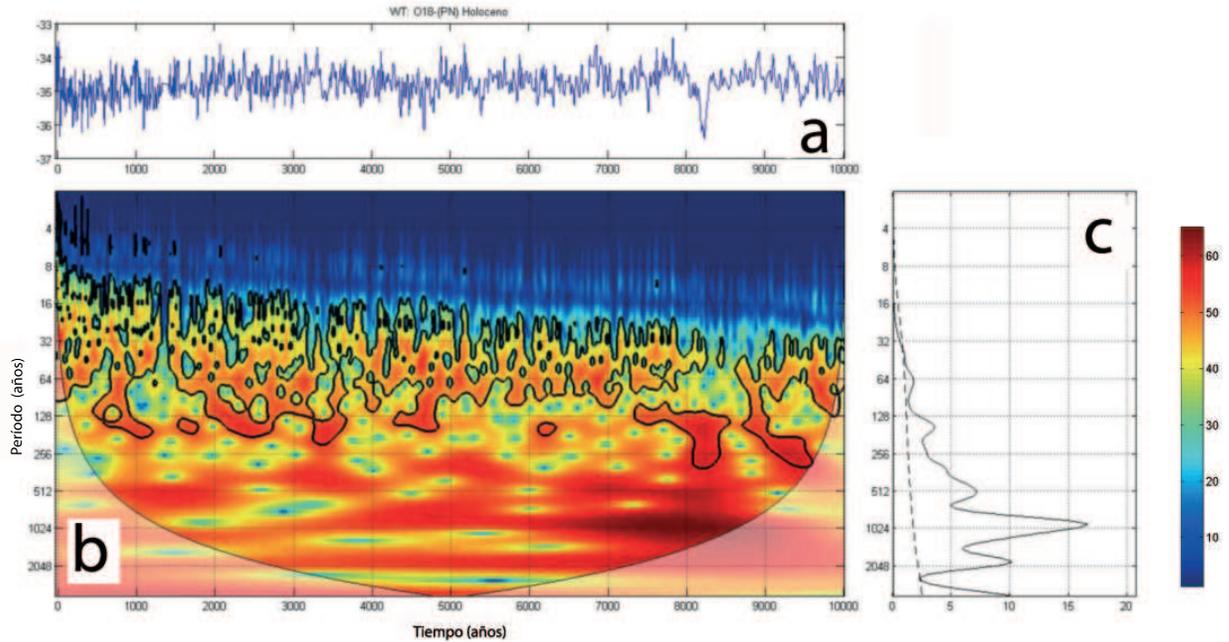


Figura 6.9. Análisis Wavelet de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes al polo Norte (GISP2), para el período de 0 a 10 000 años antes del presente. Indicándose la serie temporal (a), el espectro de potencias de wavelet (b) y el espectro global (c).

Dentro de la Figura 6.9 se muestran 3 paneles, el superior (a) muestra el intervalo de tiempo a analizar el cual es de 0 a 10 000 años antes del presente, que corresponde al Holoceno, en el central (b) se muestra el espectro de potencias de wavelet, donde la curva en forma de U representa el cono de influencia y la información contenida dentro de éste tendrá una significancia mayor o igual del 5%, los tonos rojos representan los períodos de mayor potencia y los azules los de menor, el cual está representado con una escala de colores. Finalmente, el panel del lado derecho (c) representa el espectro global de wavelet y muestra las periodicidades de mayor potencia encontradas en (b), la línea punteada corresponde al ruido rojo, que informa sobre la confiabilidad de los resultados y se valida con un 95 % cuando los datos se encuentren por encima de ésta.

El espectro global de wavelet (c) muestra con una serie de picos las periodicidades más dominantes, que en este caso se presentan como los tonos más rojos, encontrándose las periodicidades en años de 65, 160, 380, 520, 1000 y 1900, todas por encima de la línea de ruido rojo, excepto la de 65 años,

por lo que se descarta, estos datos se resumen en la Tabla (6.2), donde en una columna se presentan las periodicidades encontradas en (c) y en la otra los intervalos de tiempo donde se presentan, el asterisco (*) indica que se encuentran por debajo del espectro de ruido rojo. Las periodicidades dominantes son la de 1900, seguida de la 950, 520, 380 y 160.

PERIODICIDAD (años)	INTERVALO DE TIEMPO (años)
*65	100-400, 600-1000 1500-3300, 4100-7000, 7200-7800, 8800-10000
160	800-1100, 1600-1800, 2200-2700, 3200-3600, 4300-4800, 8000-9000,
380	4900-5500, 7600-8500, 9000-10000
520	1800-2000, 3200-4000, 6200-8800
1000	5000-10000
1900	Todo el intervalo de tiempo

Tabla 6.2. Periodicidades encontradas en el espectro global de wavelet para la serie de $\delta^{18}\text{O}$ del Polo Norte (10 000 años).

En la serie de tiempo (a) se observan episodios de enfriamiento, uno de ellos que se confirma en la literatura es en 8200 años antes del presente, en el cual se presentaron bajas temperaturas sobre todo en el norte de Europa; Groenlandia, China y África tropical. En el espectro global de wavelet (b) se observa que este período está fuertemente influenciado por la periodicidad de 900 años.

Hace 5800 años AP tuvo lugar un evento de enfriamiento y en (c) se observa la periodicidad de 1900 años presente en este intervalo de tiempo.

Otro evento que resalta ocurrió hace 2400 años en el cual la periodicidad presente es la de 1900 años y en menor medida la de 520 años.

La diferencia principal entre el análisis para el intervalo de tiempo de 10 000 y 11 500 años es que en la serie de mayor longitud temporal aparece una periodicidad muy grande (3800 años) , además de que aparece otra periodicidad de 1900 en la serie de 10 000 años.

En las dos series se encuentran las periodicidades de 520 y 1000 años, lo que nos puede indicar que son muy importantes en la modulación del clima.

6.3.2. Análisis Wavelet de ^{10}Be correspondientes al Polo Norte

En esta sección se mostrarán los análisis realizados a las series de ^{10}Be ya que sus concentraciones dependen de la actividad solar, cuanto mayor es ésta menor es la concentración.

Análisis de ^{10}Be para el intervalo de 3288 a 11 500 años

La siguiente Figura muestra el análisis realizado para el intervalo de tiempo de 3288 a 11 500 años antes del presente, los datos fueron tomados de la estación GISP2 en Groenlandia.

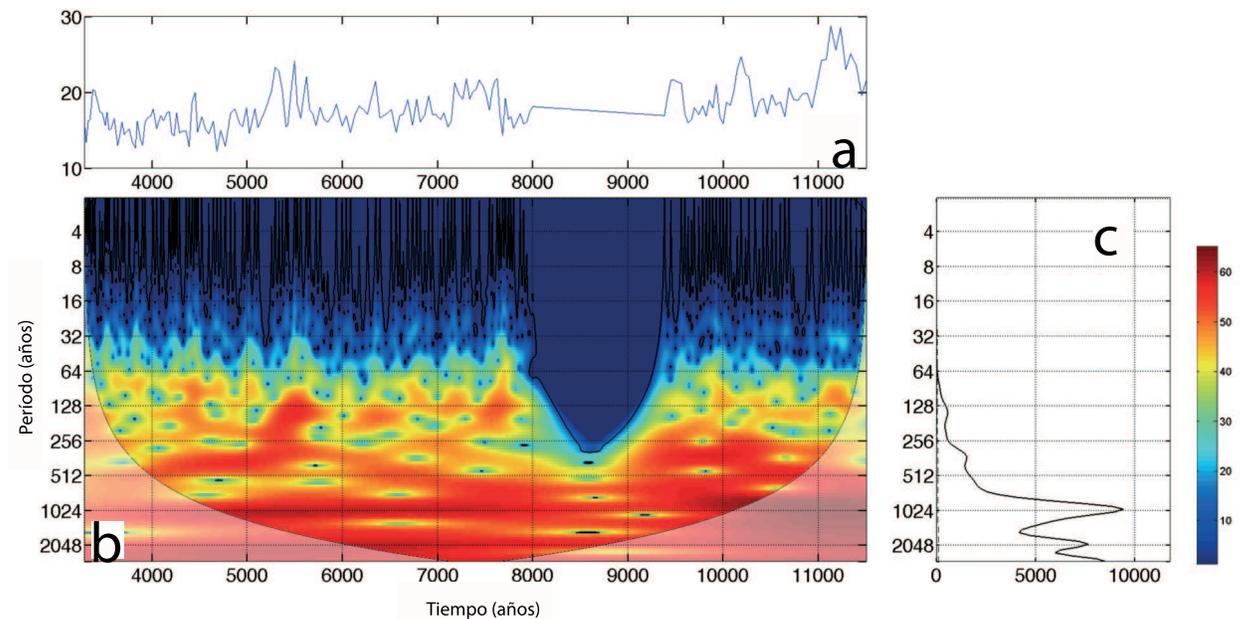


Figura 6.10. Análisis Wavelet de ^{10}Be correspondientes al polo Norte (GISP2), para el período de 3288 a 11 500 años antes del presente. Indicándose la serie temporal (a), el espectro de potencias de wavelet (b) y el espectro global (c).

Dentro de la Figura 6.14 se muestran 3 paneles, el superior (a) muestra el intervalo de tiempo a analizar el cual es de 3288 a 11 500 años antes del presente, que corresponde al Holoceno, el central (b) muestra el espectro de potencias de wavelet, donde la curva en forma de U representa el cono de influencia y la información contenida dentro de éste tendrá una significancia mayor o igual del 5%, los tonos rojos representan los períodos de mayor potencia y los azules los de menor, el cual está representado con una escala de colores. Finalmente, el panel del lado derecho (c) representa el espectro global de wavelet y muestra las periodicidades de mayor potencia encontradas en (b), la línea punteada corresponde al ruido rojo, que informa sobre la confiabilidad de los resultados y se

valida con un 95 % cuando los datos se encuentren por encima de ésta.

El espectro global de wavelet (c) muestra con una serie de picos las periodicidades más dominantes, que en este caso se presentan como los tonos más rojos, encontrándose las periodicidades en años de 140,380, 1000 y 2050, todas por encima de la línea de ruido rojo, estos datos se resumen en la Tabla (6.3), donde en una columna se presentan las periodicidades encontradas en (c) y en la otra los intervalos de tiempo donde se presentan.

PERIODICIDAD (años)	INTERVALO DE TIEMPO
140	5200-5800, sin datos de 8000-9000,
380	4000-5500, 9000-11500
1000	4500-8000, 9000 a 10 500
2050	Todo el intervalo de tiempo dentro del CI 6000-8000

Tabla 6.3. Periodicidades encontradas en el espectro global de wavelet para la serie de ^{10}Be del Polo Norte (11 500 años).

En esta serie de tiempo, el intervalo de 7995 a 8017 años muestra una línea casi horizontal lo que indica que no existen datos para ese período de tiempo, sin embargo se hicieron estimaciones de los posibles valores.

La cantidad de Berilio presente en esta serie refleja las variaciones en la actividad solar, a partir de 11 000 hasta 11 300 años se aprecia un incremento en las concentraciones de este isótopo, lo que significa que la actividad solar pudo haber disminuido. Se tienen dos periodicidades para este intervalo, 380 y 1000 años.

El período brusco de enfriamiento registrado en el Hemisferio Norte 8200 años atrás, parece estar influenciado por la periodicidad de 1000 y 2050 años.

Hace 5800 años antes del presente tuvo lugar un largo intervalo de frío desde el retiro de los glaciares continentales terminando hace 4900 años, esta zona aparece fuertemente influenciada por la periodicidad de 380 y 1000 años, en la serie de tiempo se observa un aumento brusco en las concentraciones de este indicador y sugiere un mínimo de actividad solar. Para este período (5500) se tiene registrada la inundación del Mar Negro.

6.3.3. Análisis Wavelet de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes al Polo Sur

Análisis de $\delta^{18}\text{O}$ para el intervalo de 0 a 11 500 años

A continuación se muestra el análisis wavelet efectuado sobre la serie de tiempo de $\delta^{18}\text{O}$, la cual indica las variaciones en la temperatura, el intervalo de tiempo a analizar es de 0 a 11500 años, los datos son obtenidos de la estación Taylor Dome, en la Antártida.

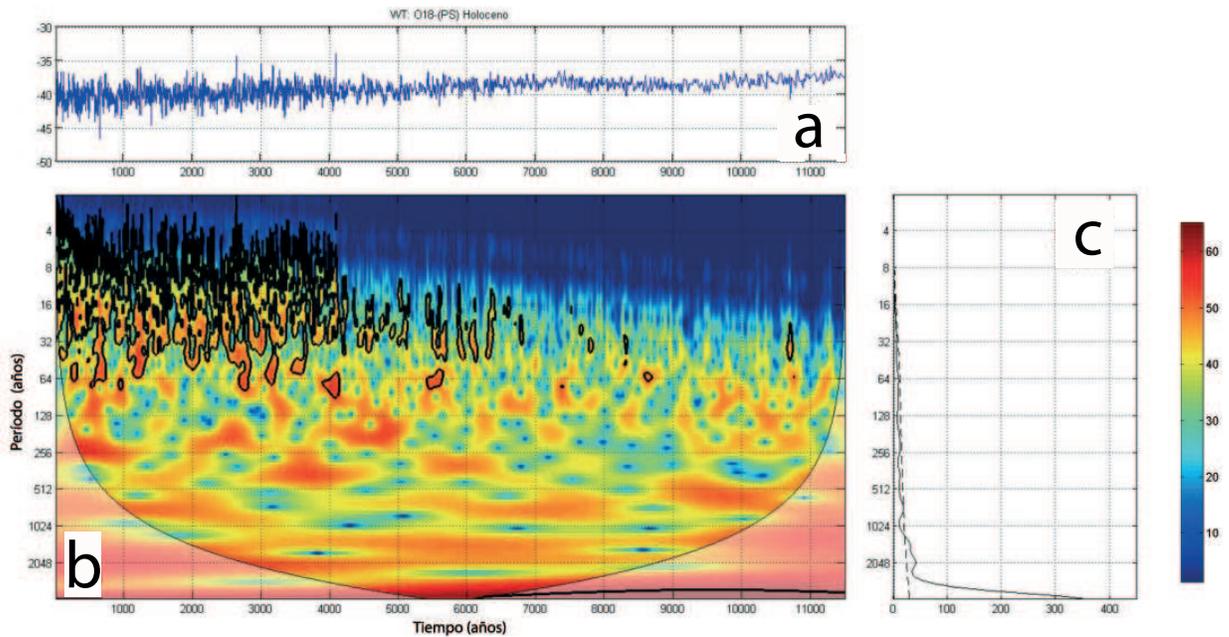


Figura 6.11. Análisis Wavelet de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes al polo Sur (Taylor Dome), para el período de 0 a 11 500 años antes del presente. Indicándose la serie temporal (a), el espectro de potencias de wavelet (b) y el espectro global (c).

Dentro de la Figura 6.11 se muestran 3 paneles, el superior (a) muestra el intervalo de tiempo a analizar el cual es de 0 a 11 500 años antes del presente, que corresponde al Holoceno, el central (b) muestra el espectro de potencias de wavelet, donde la curva en forma de U representa el cono de influencia y la información contenida dentro de éste tendrá una significancia mayor o igual del 5%, los tonos rojos representan los períodos de mayor potencia y los azules los de menor, el cual está representado con una escala de colores. Finalmente, el panel del lado derecho (c) representa el espectro global de wavelet y muestra las periodicidades de mayor potencia encontradas en (b), la línea punteada corresponde al ruido rojo, que informa sobre la confiabilidad de los resultados y se valida con un 95 % cuando los datos se encuentren por encima de ésta.

El espectro global de wavelet (c) muestra con una serie de picos las periodicidades más dominantes,

en este caso se presentan como los tonos rojos, encontrándose las periodicidades de 750, 1500 y 2050, sin embargo, sólo la de 2050 se encuentra por encima del espectro de ruido rojo. Además parece que existe una periodicidad mucho más grande pero no se aprecia por el intervalo de tiempo utilizado, quizás se necesite otro análisis con un mayor intervalo. Los datos observados se encuentran en la Tabla (6.4), donde en una columna se presentan las periodicidades encontradas en (c) y en la otra los intervalos de tiempo donde se presentan las periodicidades, el asterisco (*) indica que se encuentran por debajo del espectro de ruido rojo.

PERIODICIDAD (años)	INTERVALO DE TIEMPO (años)
*750	1000-1500 6000-7500
*1500	5000-7000
2050	2500-4000

Tabla 6.4. Periodicidades encontradas en el espectro global de wavelet para la serie de $\delta^{18}\text{O}$ del Polo Sur (11 500 años).

El episodio de brusco enfriamiento registrado hace 8200 años no se presenta tan marcadamente como en las series del polo Norte, lo que podría sugerir que los cambios climáticos no se presentan en ambos hemisferios de igual forma o intensidad.

Existe un intervalo de frío entre 4000 y 5000 años antes del presente que no se encuentra registrado en esta serie de tiempo, sin embargo en la correspondiente al polo Norte si se encuentra.

Hace 4000 años algunas civilizaciones colapsaron, posiblemente por un cambio en las condiciones climáticas ya que no se debe olvidar que muchas de éstas dependían de la estabilidad estacional que les proporcionaba los requerimientos necesarios para sus cosechas y por lo tanto para su subsistencia, en la serie de tiempo (a) se aprecia un pico muy pronunciado que sugiere un calentamiento brusco que pudo intensificar la aridez en algunas regiones.

Este análisis no muestra mucha información ya que sólo la periodicidad de 2050 años está presente y es confiable.

Finalmente en la figura (a) se aprecia que al inicio del Holoceno el comportamiento fue de calentamiento y no de enfriamiento como en el Hemisferio Norte.

Análisis de $\delta^{18}\text{O}$ para el intervalo de 0 a 10 000 años

A continuación se muestra en la Figura 6.12 el análisis wavelet efectuado sobre la serie de tiempo de $\delta^{18}\text{O}$, la cual indica las variaciones en la temperatura, el intervalo de tiempo a analizar es de 0 a 10 000 años, los datos son obtenidos de la estación Taylor Dome, en la Antártida.

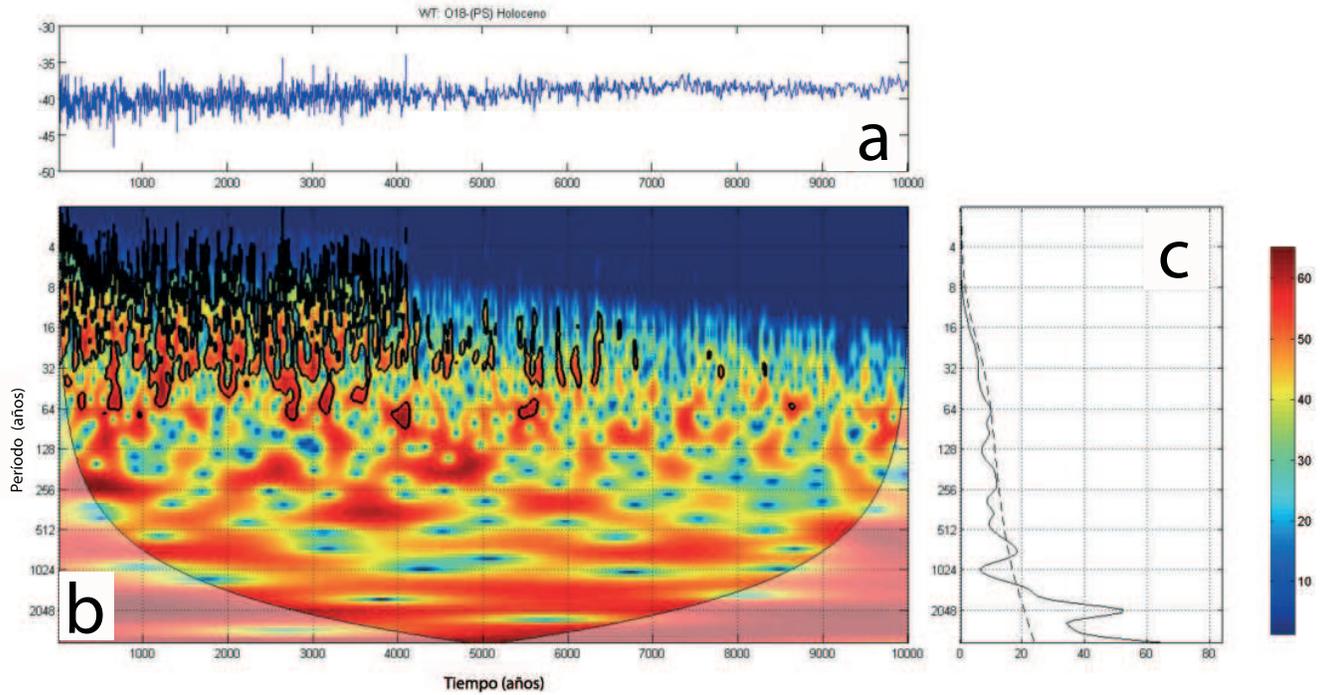


Figura 6.12. Análisis Wavelet de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes al polo Sur (Taylor Dome), para el período de 0 a 10 000 años antes del presente. Indicándose la serie temporal (a), el espectro de potencias de wavelet (b) y el espectro global (c).

Dentro de la Figura 6.12 se muestran 3 paneles, el superior (a) muestra el intervalo de tiempo a analizar el cual es de 0 a 10000 años antes del presente, que corresponde al Holoceno, el central (b) muestra el espectro de potencias de wavelet, donde la curva en forma de U representa el cono de influencia y la información contenida dentro de éste tendrá una significancia mayor o igual del 5%, los tonos rojos representan los períodos de mayor potencia y los azules los de menor, el cual está representado con una escala de colores. Finalmente, el panel del lado derecho (c) representa el espectro global de wavelet y muestra las periodicidades de mayor potencia encontradas en (b), la línea punteada corresponde al ruido rojo, que informa sobre la confiabilidad de los resultados y se valida con un 95 % cuando los datos se encuentren por encima de ésta.

Este análisis proporciona mayor información sobre las periodicidades ya que no se encuentra la

anomalía que produce en los datos el Younger Dryas al inicio del Holoceno.

Las periodicidades registradas en el EGW (c) son de 65, 100, 210, 380, 750, 1500 y 2050 años aunque sólo las tres últimas están por encima de la línea de ruido rojo y por ende las que se tomarán en cuenta debido a su confiabilidad. Las periodicidades y el intervalo de tiempo donde se hallan dentro del cono de influencia se muestra en la Tabla (6.5), donde el asterisco (*) indica que se encuentran por debajo del espectro de ruido rojo.

Hace 5500 años se presentó la inundación del Mar Negro, en esta serie se aprecia una periodicidad de 1500 años durante este evento la cual está bien documentada en la literatura [Bond, 2001] y parece ser ocasionada por la actividad solar.

La diferencia primordial entre las series de $\delta^{18}\text{O}$ para el polo Sur es que para el intervalo de tiempo menor aparecen periodicidades más pequeñas y con mayor potencia que las encontradas en la serie de 11500 años, sin embargo éstas se ubican por debajo del espectro de ruido rojo.

PERIODICIDAD (años)	INTERVALO DE TIEMPO
*65	5000-1200, 2800-3800 23900-4200, 5300-5700 8500-8800
*100	300-1200, 2800-3200 3900-4100, 5500-5900 65200-7000, 7200-7500 9100-9200, 9500-9700
*210	0-800, 1900-3000 4000-5000, 6000-6200 7000-7200, 9100-9300
*380	3000-4200, 5300-6000
750	1000-2700, 6500-8000
1500	En todo el intervalo excepto en: 3200-4100 y 7800-8500
2050	3500-5000

Tabla 6.5. Periodicidades encontradas en el espectro global de wavelet para la serie de $\delta^{18}\text{O}$ del Polo Sur (10 000 años).

6.3.4. Análisis Wavelet de ^{10}Be correspondientes al Polo Sur

Análisis de ^{10}Be para el intervalo de 0 a 11 500 años

La siguiente Figura muestra el análisis realizado para el intervalo de tiempo de 0 a 11 500 años antes del presente, los datos fueron tomados de la estación Taylor Dome en la Antártida.

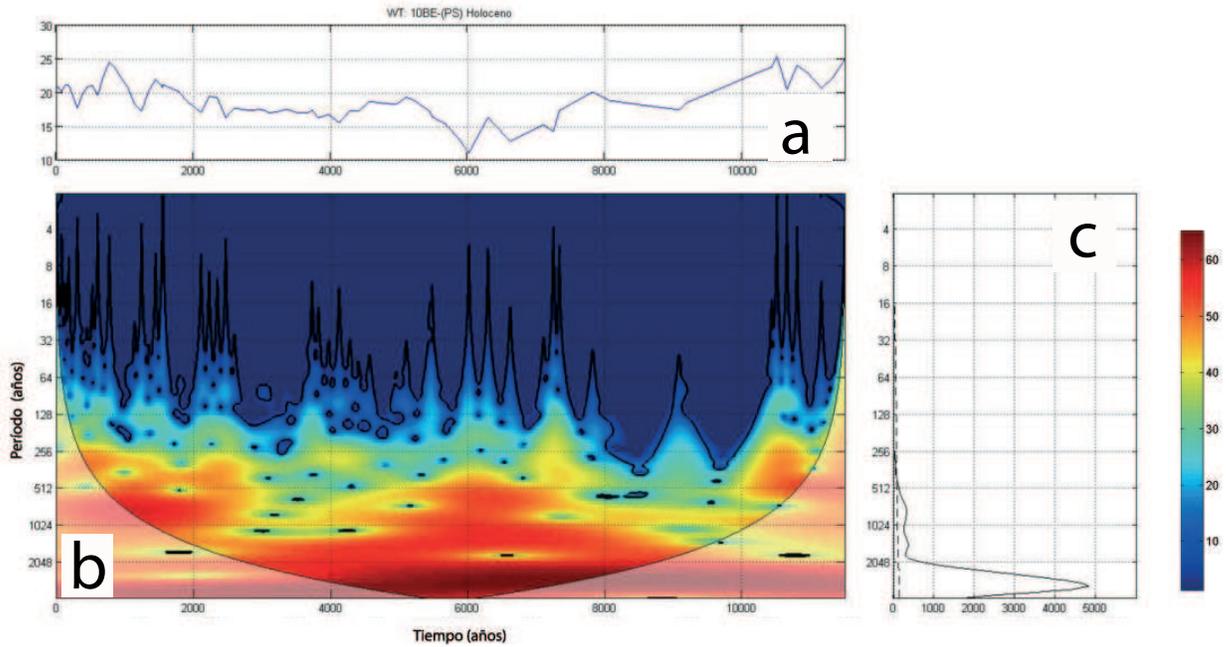


Figura 6.13. Análisis Wavelet de ^{10}Be correspondientes al polo Sur (Taylor Dome), para el período de 0 a 11 500 años antes del presente. Indicándose la serie temporal (a), el espectro de potencias de wavelet (b) y el espectro global (c).

Dentro de la Figura 6.14 se muestran 3 paneles, el superior (a) muestra el intervalo de tiempo a analizar el cual es de 0 a 11 500 años antes del presente, que corresponde al Holoceno, el central (b) muestra el espectro de potencias de wavelet, donde la curva en forma de U representa el cono de influencia y la información contenida dentro de éste tendrá una significancia mayor o igual del 5%, los tonos rojos representan los períodos de mayor potencia y los azules los de menor, el cual está representado con una escala de colores. Finalmente, el panel del lado derecho (c) representa el espectro global de wavelet y muestra las periodicidades de mayor potencia encontradas en (b), la línea punteada corresponde al ruido rojo, que informa sobre la confiabilidad de los resultados y se valida con un 95% cuando los datos se encuentren por encima de ésta.

El espectro global de wavelet (c) muestra con una serie de picos las periodicidades más dominantes, que en este caso se presentan como los tonos más rojos, encontrándose las periodicidades en años

de 750, 1500 y 3800, todas por encima de la línea de ruido rojo, estos datos se resumen en la Tabla (6.6), donde en una columna se presentan las periodicidades encontradas en (c) y en la otra los intervalos de tiempo donde se presentan.

PERIODICIDAD (años)	INTERVALO DE TIEMPO
750	1000-2000,5000-7000
1500	300-600 atenuada en 6000-7500
3800	Todo el intervalo de tiempo

Tabla 6.6. Periodicidades encontradas en el espectro global de wavelet para la serie de ^{10}Be del Polo Sur (11 500 años).

En la serie de tiempo se observa un incremento en las concentraciones de ^{10}Be al inicio del Holoceno (11 500 años AP), que sugiere una disminución en la actividad solar, se tiene el mismo caso para los datos del polo Norte.

En el año 6000 AP se observa una disminución en la concentración de ^{10}Be por lo tanto un aumento en la actividad solar, se confirma en el espectro global de wavelet ya que muestra una periodicidad de 750, 1500 y 3800 años, se tiene registrado un aumento en las temperaturas alrededor de esta época en el Hemisferio Norte (Capítulo 4). En los dos intervalos antes mencionados se tienen ciertas características que concuerdan perfectamente con el comportamiento predicho del ^{10}Be . A mayores concentraciones de este isótopo, menor actividad solar y por lo tanto menor temperatura registrada, lo contrario ocurre para las concentraciones menores.

Análisis de ^{10}Be para el intervalo de 0 a 10 000 años

La siguiente Figura muestra el análisis realizado para el intervalo de tiempo de 0 a 11 500 años antes del presente, los datos fueron tomados de la estación Taylor Dome en la Antártida.

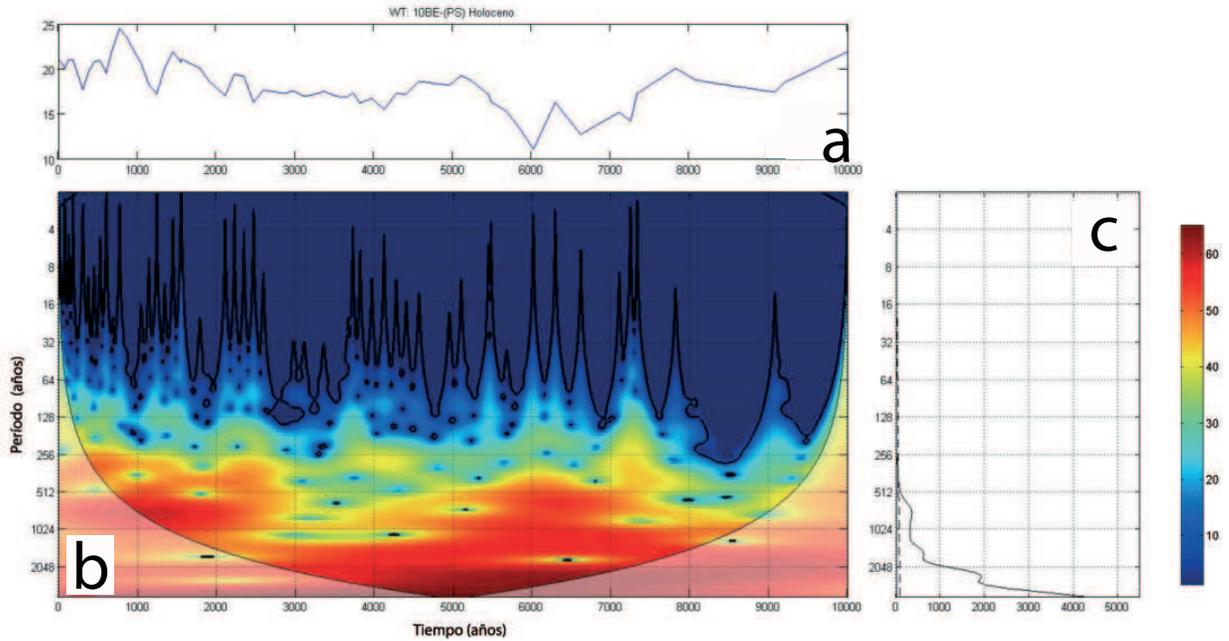


Figura 6.14. Análisis Wavelet de ^{10}Be correspondientes al polo Sur (Taylor Dome), para el período de 0 a 10 000 años antes del presente. Indicándose la serie temporal (a), el espectro de potencias de wavelet (b) y el espectro global (c).

Dentro de la Figura 6.14 se muestran 3 paneles, el superior (a) muestra el intervalo de tiempo a analizar el cual es de 0 a 10 000 años antes del presente, que corresponde al Holoceno, el central (b) muestra el espectro de potencias de wavelet, donde la curva en forma de U representa el cono de influencia y la información contenida dentro de éste tendrá una significancia mayor o igual del 5%, los tonos rojos representan los períodos de mayor potencia y los azules los de menor, el cual está representado con una escala de colores. Finalmente, el panel del lado derecho (c) representa el espectro global de wavelet y muestra las periodicidades de mayor potencia encontradas en (b), la línea punteada corresponde al ruido rojo, que informa sobre la confiabilidad de los resultados y se valida con un 95 % cuando los datos se encuentren por encima de ésta.

En este caso se eligió la serie con un menor intervalo temporal para verificar los resultados obtenidos en los análisis de ^{18}O .

El espectro global de wavelet (c) muestra con una serie de picos las periodicidades más dominantes,

que en este caso se presentan como los tonos más rojos, encontrándose las periodicidades en años de 750, 1500 y 2500, todas por encima de la línea de ruido rojo, estos datos se resumen en la Tabla (6.7), donde en una columna se presentan las periodicidades encontradas en (c) y en la otra los intervalos de tiempo donde se presentan.

La principal diferencia encontrada en los dos intervalos de tiempo analizados es el hallazgo de las periodicidades de 2500 y 3800, siendo esta última la que aparece en la serie de mayor tiempo.

PERIODICIDAD (años)	INTERVALO DE TIEMPO
750	1000-2800, 5200-7000
1500	3500-8000
2500	4000-8500

Tabla 6.7. Periodicidades encontradas en el espectro global de wavelet para la serie de ^{10}Be del Polo Sur (10 000 años).

6.3.5. Análisis Wavelet de ^{14}C

Análisis de ^{14}C para el intervalo de 0 a 11 500 años

En esta sección se muestra el análisis wavelet realizado con datos de ^{14}C en un intervalo de tiempo de 0 a 11 500 años. Los datos son obtenidos de la pagina *www.radiocarbon.org* la cual corresponde a nivel global ya que los datos se tomaron de diversas partes del mundo y posteriormente se calibraron.

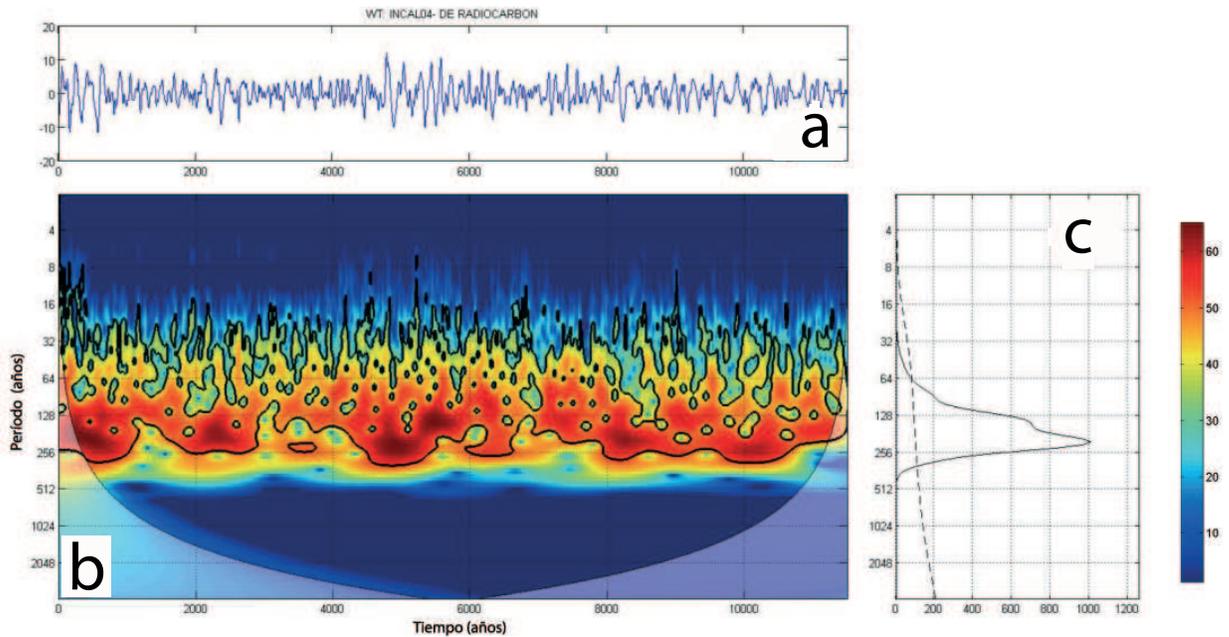


Figura 6.15. Análisis Wavelet de ^{14}C para el período de 0 a 11 500 años antes del presente. Indicándose la serie temporal (a), el espectro de potencias de wavelet (b) y el espectro global (c).

Dentro de la Figura 6.15 se muestran 3 paneles, el superior (a) muestra el intervalo de tiempo a analizar el cual es de 0 a 11 500 años antes del presente, que corresponde al Holoceno, el central (b) muestra el espectro de potencias de wavelet, donde la curva en forma de U representa el cono de influencia y la información contenida dentro de éste tendrá una significancia mayor o igual del 5%, los tonos rojos representan los períodos de mayor potencia y los azules los de menor, el cual está representado con una escala de colores. Finalmente, el panel del lado derecho (c) representa el espectro global de wavelet y muestra las periodicidades de mayor potencia encontradas en (b), la línea punteada corresponde al ruido rojo, que informa sobre la confiabilidad de los resultados y se valida con un 95% cuando los datos se encuentren por encima de ésta.

El espectro global de wavelet (c) muestra con una serie de picos las periodicidades más dominantes, que en este caso se presentan como los tonos más rojos, únicamente se encontró la de 200 años a lo

largo de todo el intervalo de tiempo, hay una periodicidad muy tenue de 380 años.

Las concentraciones de ^{14}C en el año 8200 AP muestran un incremento lo que indica una disminución de la actividad solar y por lo tanto un evento de enfriamiento, como se ha registrado en otros estudios (Capítulo 4).

En el último milenio se ven registradas fluctuaciones abruptas de ^{14}C durante la Pequeña Edad de Hielo y el Período Cálido Medieval (Capítulo 4) lo que puede sugerir que tales cambios en la temperatura pudieron ser consecuencia de la actividad solar.

Análisis de ^{14}C para el intervalo de 0 a 10 000 años

En la siguiente gráfica se encuentra el análisis wavelet realizado con datos de ^{14}C durante los últimos 10 000 años, los datos son tomados a nivel global.

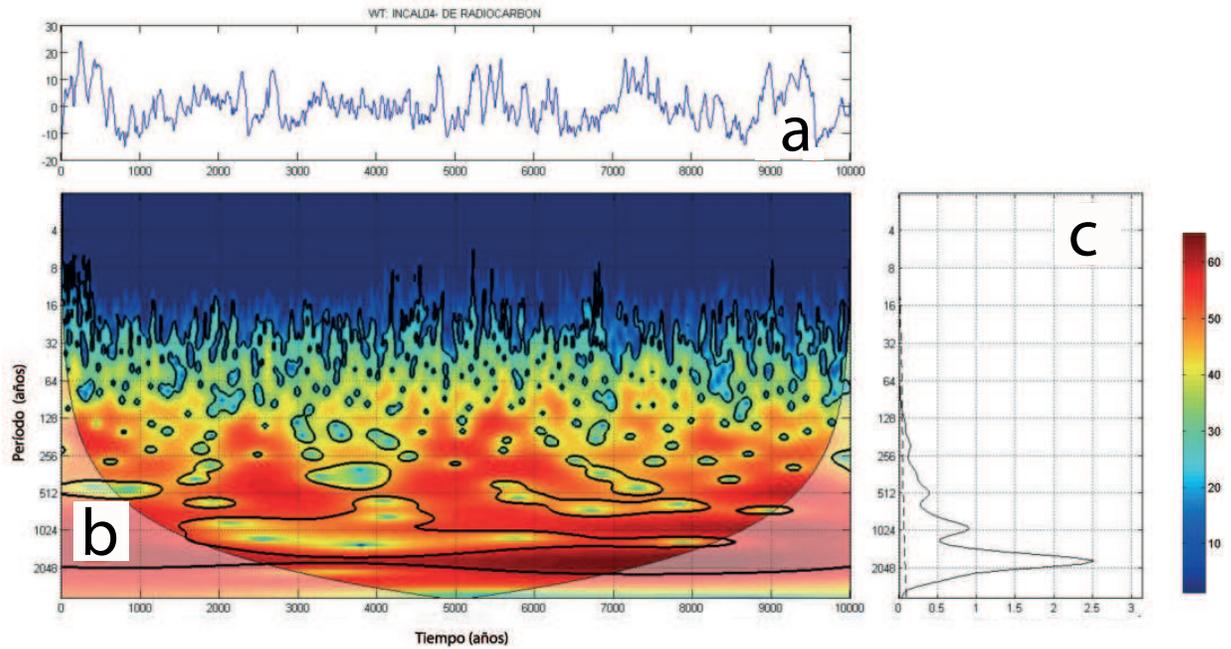


Figura 6.16. Análisis Wavelet de ^{14}C , para el período de 0 a 10 000 años antes del presente. Indicándose la serie temporal (a), el espectro de potencias de wavelet (b) y el espectro global (c).

Dentro de la Figura 6.16 se muestran 3 paneles, el superior (a) muestra el intervalo de tiempo a analizar el cual es de 0 a 10 000 años antes del presente, que corresponde al Holoceno, el central (b) muestra el espectro de potencias de wavelet, donde la curva en forma de U representa el cono de influencia y la información contenida dentro de éste tendrá una significancia mayor o igual del 5%, los tonos rojos representan los períodos de mayor potencia y los azules los de menor, el cual está representado con una escala de colores. Finalmente, el panel del lado derecho (c) representa el espectro global de wavelet y muestra las periodicidades de mayor potencia encontradas en (b), la línea punteada corresponde al ruido rojo, que informa sobre la confiabilidad de los resultados y se valida con un 95% cuando los datos se encuentren por encima de ésta.

En el EGW (c) se encuentran las siguientes periodicidades: 200, 520, 1000 y 1900 las cuales se confirman en el CI (b) ya que están por encima del 95 por ciento de confiabilidad, la periodicidad de 380 se muestra muy tenue en (c). En la Tabla 6.8 se muestran las periodicidades encontradas y su distribución temporal.

PERIODICIDAD (años)	INTERVALO DE TIEMPO (años)
200	400-1100, 2000-3000, 4100-5000
520	2000-3200, 4100-5500 4100-5500, 8000-9500
1000	6500 en adelante
1900	2500-7500

Tabla 6.8. Periodicidades encontradas en el espectro global de wavelet para la serie de ^{14}C (10 000 años).

En esta serie se observa un número mayor de periodicidades encontradas que en la serie de 11 500 años, quizás por la influencia que posee la anomalía del Younger Dryas. En especial esta serie presenta visualmente ciclos muy marcados en (a), entonces podría hablarse que durante el Holoceno las variaciones en las concentraciones de ^{14}C cosmogénico han sido más o menos homogéneas.

En el panel (a) de este análisis se observa que para el año 1100 a 1300 las concentraciones de ^{14}C disminuyen lo que representa un incremento en la actividad solar y se tiene registro de que en estos años sucedió el Período Cálido Medieval donde las condiciones climáticas favorecieron los cultivos y la población se incrementó. A partir del años 1300 y hasta 1500 hay un aumento en las concentraciones por lo que la actividad solar fue mínima esto coincide con la Pequeña edad de Hielo donde la deterioración del clima destruyó la colonia vikinga en Groenlandia (Capítulo 4).

Capítulo 7

Interpretación de los resultados

*Lo que sabemos es una gota de agua;
lo que ignoramos es el océano.
Isaac Newton (1642-1727).*

A continuación se resumen las periodicidades encontradas en el análisis wavelet, el número (1) representa las series para 10 000 años y el número (2) la serie para 11 500 años. PN se refiere al Polo Norte y PS al Polo Sur:

1. **65 años:** Ubicada en la serie de $\delta^{18}\text{O}$ PN (1) y $\delta^{18}\text{O}$ (1) PS.
2. **100 años:** Sólo se localiza en la serie de $\delta^{18}\text{O}$ PS (1).
3. **140 años:** Se encuentra solamente en la serie de ^{10}Be PN (2).
4. **160 años:** Hallada únicamente en la serie de $\delta^{18}\text{O}$ PN (1).
5. **200 años:** Localizada en las series de ^{14}C (1) y (2).
6. **210 años:** Encontrada en $\delta^{18}\text{O}$ PS (1).
7. **380 años :** Presente en las series de $\delta^{18}\text{O}$ PN (1), ^{10}Be PN (2), ^{14}C (2).
8. **520 años:** Se encontró en las serie de $\delta^{18}\text{O}$ PN (1) y (2), además en ^{14}C (1).
9. **750 años:** Hallada en $\delta^{18}\text{O}$ PS (1) y (2) también en ^{10}Be PS (1) y (2).
10. **1000 años:** Se ubica en $\delta^{18}\text{O}$ PN (1)y (2), ^{10}Be PN (2) y en ^{14}C (1).
11. **1500 años:** Se hallaron en las siguientes series $\delta^{18}\text{O}$ PS (1) y (2) , ^{10}Be PS (1) y (2) y tenuemente en $\delta^{18}\text{O}$ PN (2).

7. Interpretación de los resultados

12. **1900 años:** Aparecen en $\delta^{18}\text{O}$ PN (1) y ^{14}C (1).
13. **2050 años:** Se presentan en $\delta^{18}\text{O}$ PS (1) y (2) y ^{10}Be PN (2) .
14. **3000 años:** Aparece sólo en el Polo Sur en la serie de ^{10}Be (1).
15. **3800 años:** Localizada en el Polo Norte en la serie de $\delta^{18}\text{O}$ (2) y en el polo Sur en la serie de ^{10}Be (2).

En la Tabla 7.1 se resumen los resultados obtenidos para una mejor visualización de las periodicidades y la relación que guardan entre sí.

Periodicidad	PN			PS				Global	
	$\delta^{18}\text{O}$		^{10}Be	$\delta^{18}\text{O}$		^{10}Be		^{14}C	
	1	2	2	1	2	1	2	1	2
65	x			x					
100				x					
140			x						
160	x								
200								x	x
210				x					
380	x		x						x
520	x	x						x	
750				x	x	x	x		
1000	x	x	x					x	
1500		x		x	x	x	x		
1900	x							x	
2050			x	x	x				
3000						x			
3800		x							

Tabla 7.1. Periodicidades encontradas mediante el análisis wavelet en las series de $\delta^{18}\text{O}$, ^{10}Be y ^{14}C . Los números (1) representan las series para 10 000 años y el número (2), la serie para 11 500 años. PN se refiere al Polo Norte y PS al Polo Sur, la *x* indica que la periodicidad está presente en ese intervalo de tiempo.

La cantidad de ^{10}Be y ^{14}C , está relacionada inversamente con la intensidad del viento solar que la intercepta. A mayor cantidad de ^{10}Be y ^{14}C , menor actividad solar y viceversa. El Sol tiene períodos de gran actividad, que se observan en el número de manchas solares, así como en la emisión de energía radiativa, la actividad magnética y la emisión de partículas de alta energía. Estas variaciones ocurren en muy diversas escalas temporales, desde millones de años hasta algunos minutos. Se sabe que la serie de $\delta^{18}\text{O}$ está relacionada directamente con las variaciones en la temperatura.

7. Interpretación de los resultados

La periodicidad de 380 años se encuentra presente en el Polo Norte en las series de $\delta^{18}\text{O}$, ^{10}Be y ^{14}C . El intervalo de tiempo que estuvo mayormente afectado por esta periodicidad es de 5000 a 6000 años antes del presente, que coincide con los registros de la inundación del Mar Negro (5500 años AP) al parecer se debió a un calentamiento y sólo afecto al Polo Norte.

La periodicidad de 750 años se presenta en todas las series del PS de ^{10}Be y $\delta^{18}\text{O}$, sin embargo no aparece en las de ^{14}C . Esta periodicidad puede sugerir vagamente una influencia de la actividad solar en el clima en los intervalos de 1000-2200 y 5500-6200 años AP.

Aparece una periodicidad de 1500 años en el Polo Sur con las mismas características que la de 750 años por lo que se podría suponer que la de 1500 es múltiplo de ésta.

La periodicidad de 1000 años se presenta en el Polo Norte en las series de ^{10}Be y $\delta^{18}\text{O}$ confirmándose en la de ^{14}C , encontrándose en todo el intervalo de tiempo.

La periodicidad de 500 se encuentra en el Polo Norte, su origen no puede atribuirse del todo a la actividad solar ya que sólo aparece en la serie de ^{14}C y para ser confirmada, tendría que presentarse en la de ^{10}Be . En el intervalo de tiempo de 4500-5000 tenemos un aumento en las concentraciones de ^{14}C , por lo tanto una disminución en las temperaturas. Se cree que esta periodicidad tienen su origen en las dinámicas oceánicas.

750 años es la periodicidad dominante en las series de $\delta^{18}\text{O}$ y ^{10}Be en el Polo Sur, analizando el mismo intervalo de 4500 a 5000, notamos un aumento de las concentraciones de ^{10}Be relativo a una disminución de actividad solar y por lo tanto una disminución en las temperaturas, esta periodicidad también aparece en el intervalo de 1000 a 2000 años y presenta elevadas concentraciones de ^{14}C y ^{10}Be en el Polo norte, además de un incremento en la temperatura alrededor del año 1200, que coincide con el colapso de la civilización maya, se ha sugerido que debido a una intensa sequía.

La periodicidad observada de 1000 años en las series de $\delta^{18}\text{O}$, ^{10}Be y ^{14}C todas en el Hemisferio Norte, pueden deberse a actividad solar. Esta periodicidad se manifiesta intensamente en el episodio de brusco enfriamiento durante el año 8200 antes del presente.

La periodicidad de 1500 años puede ser un múltiplo de la de 750 años, ya que se presenta de igual manera en el Polo Sur. Algunos autores han sugerido que puede ser de origen oceánico.

La periodicidad de 2000 años puede ser un múltiplo de la de 1000 años.

Capítulo 8

Conclusiones

*Que otros se jacten de las páginas que han escrito;
a mi me enorgullecen las que he leído.*

Jorge Luis Borges (1899-1986).

- El análisis wavelet es un herramienta muy útil para descomponer señales en el dominio del tiempo y la frecuencia, es aduecuado para el estudio de señales no estacionarias que contengan variabilidad en diversas escalas temporales, como el caso de las series climáticas, la descomposición en estos dominios permite obtener los modos de variabilidad temporal más importantes como su evolución en el tiempo.
- Las periodicidades que parecen estar relacionadas con la actividad solar y el cambio en el clima son: **380, 520, 750 y 1000 años**, su origen aún es debatido ya que pueden deberse a ciclos de circulación oceánica.
- Las periodicidades de 750 y 1500 años (Se presentan como múltiplos), se encuentran sólo en el polo Sur.
- Las periodicidades de 380 y 1000 años aparecen sólo en el polo Norte.
- El planeta tiene un comportamiento asimétrico, los cambios que acontecen en el Hemisferio Sur no son los mismos para el Hemisferio Norte.
- Para llevar a cabo un análisis más preciso se deben utilizar múltiples indicadores paleoclimáticos (proxy) para corroborar la relación entre la actividad solar y el clima terrestre.
- El efecto que el Sol tiene en el clima Terrestre puede ser tanto de calentamiento como de enfriamiento.

- El sistema climático es complejo e influyen forzamientos internos y externos.
- Se concluye que algunos eventos climáticos pudieron estar influenciados por la actividad solar.

Bibliografía

- [Aguado & Burt, 2004] Aguado, E. & Burt, J. (2004). *Understanding Weather and Climate*. Prentice Hall, 3rd edition.
- [Andersen, 2004] Andersen, K. (2004). High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, (431), 147–151.
- [Arnaiz & Alonso, 1998] Arnaiz, A. & Alonso, J. (1998). *El origen de los vascos y otros pueblos mediterráneos*. Univ.Compl.Madrid.
- [Baliunas et al., 1997] Baliunas, S., Frick, P., Sokoloff, D., & Soon, W. (1997). Time scales and trends in the central england temperature data (1659-1990): A wavelet analysis. *Geophys. Res. Lett.*, (24), 1351–54.
- [Barber, 1999] Barber, D. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of laurentide lakes. *Nature*, 400, 344–348.
- [Bard et al., 2003] Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., & Jouzel, J. (2003). Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus B*, 52(3), 985–992.
- [Beer, 2004] Beer, J. (2004). Long-term indirect indices of solar variability. *Springer Netherlands*, 94(1-2).
- [Beer et al., 2000] Beer, J., Mende, W., & Stellmacher, R. (2000). The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews*, (19), 403–415.
- [Benestad, 2006] Benestad, R. (2006). *Solar activity and Earth's climate*. Springer Praxis Books.
- [Bond, 2001] Bond, G. (2001). Persistent solar influence on north atlantic climate during the holocene. *Science*, 294, 2130–2135.
- [Bradley, 1999] Bradley, R. (1999). *Paleoclimatology. Reconstructing climates of the Quaternary*, volume 64. Academic Press.

- [Bravo, 1997] Bravo, S. (1997). *Encuentro con una estrella*. 2 edition.
- [Broecker, 2001] Broecker, W. (2001). Was the medieval marm period global? *Science*, 291, 1497–1499.
- [Chuine, 2004] Chuine, I. (2004). Grape ripening as a past climate indicator. *Science*, (pp. 234–236).
- [Cuffey & Marshall, 2000] Cuffey, K. & Marshall, S. (2000). Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the greenland ice sheet. *Nature*, (404), 591–594.
- [Debret & Bout-Roumzeilles, 2007] Debret, M. & Bout-Roumzeilles, V. (2007). The origin of the 1500-year climate cycles in holocene north-atlantic records. *Climate of the past discuss*, 3, 679–692.
- [DeMenocal, 2000] DeMenocal, P. (2000). Coherent high and low latitude climate variability during the holocene warm period. *Science*, 288, 21.
- [Engelbert, 1997] Engelbert, P. (1997). *The Complete Weather Resource*.
- [Farge, 1992] Farge, M. (1992). Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, (24), 95–457.
- [Felis, 2004] Felis, T. (2004). Increased seasonality in middle east temperatures during the last interglacial period. *Nature*, (249), 164.
- [Feng & Hu, 2005] Feng, S. & Hu, Q. (2005). Regulation of tibetan plateau heating on variation of indian summer monsoon in the last millennia. *Geophysical Research Letters*, 32(L02702).
- [Frogley, 1999] Frogley, M. R. (1999). Climate variability in northwest greece during the last interglacial. *Science*, (285), 1886–1888.
- [G. W. Lockwood & Radick, 1990] G. W. Lockwood, Brian A. Skiff, S. L. B. & Radick, R. R. (1990). Long-term solar brightness changes estimated from a survey of sun-like stars. *Nature*, (348), 520–523.
- [Gamage & Blumen, 1993] Gamage, N. & Blumen, W. (1993). Comparative analysis of lowlevel cold fronts: wavelet, fourier, and empirical orthogonal function decompositions. *Mon. Wea. Rev.*, (121), 2867–2878.
- [Gilman et al., 1963] Gilman, D. L., Fuglister, F. J., & Mitchel, J. M. (1963). On the power spectrum of red noise. *J. Atmos. Sci.*, (20), 182–184.
- [GISP2, 2006] GISP2 (2006). Greenland ice sheet project 2. <http://www.gisp2.sr.unh.edu/GISP2>.

- [Gu & Philander, 1995] Gu, D. & Philander, S. G. (1995). Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. *Climate*, (8), 864–876.
- [IPCC, 2001] IPCC (2001). *Tercer Informe de evaluación. Cambio climático 2001. La base científica*. Technical report, IPCC.
- [Kaspar, 2005] Kaspar, F. (2005). A model-data comparison of european temperatures in the eemian interglacial. *Geophysical reserach Letters*, 32.
- [Ladurie, 1967] Ladurie, E. L. R. (1967). *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion.
- [Lara, 2007] Lara, A. (2007). El sol. [http : cintli.igeofcu.unam.mx/alara/op_rab.html](http://cintli.igeofcu.unam.mx/alara/op_rab.html).
- [Lean, 1995] Lean, J. (1995). Reconstruction of solar irradiance since 1610 :implications for climate change. *Geophysical Research Letters*, 22(23), 3195–3198.
- [Lean & Rind, 2001] Lean, J. & Rind, D. (2001). Earth's response to a variable sun. *Science*, 292(234-236).
- [Liu, 1994] Liu, P. C. (1994). Wavelet spectrum analysis and ocean wind waves. *Academic Press*, (pp. 151–166).
- [Mackenzie et al., 2001] Mackenzie, D., Daubechies, I., Kleppner, D., Mallat, S., Meyer, Y., Ruskai, M. B., & Weiss, G. (2001). Wavelets: ver el bosque y los árboles. *U.S. National Academy of Sciences*.
- [Mayewski, 2004] Mayewski, P. A. (2004). Holocene climate varibility. *Sciene Direct. Quaternary Research*, (62), 243–255.
- [members, 2004] members, N. G. I. C. P. (2004). High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, (431), 147–151.
- [Mendoza, 2006] Mendoza, B. (2006). *Actividad Solar Y Clima*. Monografías del Instituto de Geofísica.
- [Meyers et al., 1993] Meyers, S., Kelly, B. G., & O'Brien, J. J. (1993). An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of yanai waves. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2858–2866.
- [Morris & Jacobsen, 2005] Morris, C. & Jacobsen, R. (2005). How widespread were climate anomalies 8200 years ago? *Geophysical Research Letters*, 32(975).
- [Otaola & Mendoza, 2000] Otaola, J. A. & Mendoza, B. (2000). *El Sol y la Tierra : una relación tormentosa*. Fondo de Cultura económica.

- [Peristykh, 2003] Peristykh, A. (2003). Persistence of the gleissberg 88-year solar cycle over the last 12000 years: Evidence from cosmogenic isotopes. *Journal of Geophysical Research*, 108(A1), 1003.
- [Polikar, 2001] Polikar, R. (2001). *Fundamental concepts and an overview of the wavelet theory*, volume Second Edition.
- [Rioual, 2001] Rioual, P. (2001). High-resolution record of climate stability in france during the last interglacial period. *Nature*, (413), 293–296.
- [Rohling & H.Palke, 2005] Rohling, E. & H.Palke (2005). Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature*, 434, 975.
- [Sandweiss, 1999] Sandweiss, D. (1999). Transitions in the mid-holocene. *Science*, 283, 499.
- [Schefuβ, 2005] Schefuβ, E. (2005). Climatic controls on central african hydrology during the past 20,000 years. *Nature*, 437, 1003–1006.
- [Schlumberger, 2008] Schlumberger (2008). Excelencia de schlumberger en el desarrollo educativo (seed). [http : //www.seed.slb.com/es/scictr/watch/climate_change/index.htm](http://www.seed.slb.com/es/scictr/watch/climate_change/index.htm).
- [Scuderi, 1993] Scuderi, L. A. (1993). A 2000-year tree ring record of annual temperatures in the sierra nevada mountains. *Science*, 259(5100), 1433–1436.
- [Shemesh, 2001] Shemesh, A. (2001). An oxygen isotope record of lacustrine opal from a european maar indicates climatic stability during the last interglacial. *Geophysical Research Letters*, 28(12), 2305–2309.
- [SOHO, 2008] SOHO (2008). Solar and heliospheric observatory. [http : //sohowww.nascom.nasa.gov/home.html](http://sohowww.nascom.nasa.gov/home.html).
- [Stanley, 2002] Stanley, S. (2002). *Earth System History*. W. H. Freeman and Company, 2nd edition.
- [Tarbuck & Lutgens, 2003] Tarbuck, E. & Lutgens, F. (2003). *Ciencias de la Tierra*. Prentice Hall, 6th edition.
- [Torrence & Compo, 1998] Torrence, C. & Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 61–78.
- [Unfccc, 2005] Unfccc, P. (2005). *Cambio Climático: Carpeta de Información*. Technical report, PNUMA y UNFCCC.
- [Uriarte, 2003] Uriarte, A. (2003). *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 1st edition.

- [Valens, 1999] Valens, C. (1999). A really friendly guide to wavelets.
- [Velasco et al., 2007] Velasco, V., Valdés-Galicia, J., & Mendoza, B. (2007). : 30th International Cosmic Ray Conference.
- [Wagner et al., 2001] Wagner, G., Livingstone, D. M., Masarik, J., Muscheler, R., & Beer, J. (2001). Some results relevant to the discussion of a possible link between cosmic rays and the earth's climate. *Journal of Geophysical Research*, 106(4), 3381–3387.
- [Wang & Wang, 1996] Wang, B. & Wang, Y. (1996). Temporal structure of the southern oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *Climate*, (9), 1586–1598.
- [Wang, 2005] Wang, Y. (2005). The holocene asian monsoon: links to solar changes and north atlantic climate. *Science*, 308, 854–857.
- [Weng & Lau, 1994] Weng, H. & Lau, K. M. (1994). Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western pacific. *Atmos. Sci.*, (51), 2523–2541.
- [Witt & Schumann, 2005] Witt, A. & Schumann, A. Y. (2005). Holocene climate variability on millennial scales recorded in greenland ice cores. *Nonlinear Processes in Geophysics*, (12), 345–352.
- [Wood, 1998] Wood, R. A. (1998). *The weather almanac*. Detroit.