

Índice general

Introducción	1
1. La atmósfera	3
1.1. Introducción	4
1.2. Composición de la atmósfera	4
1.2.1. Gases permanentes	5
1.2.2. Gases variables	6
1.2.3. Aerosol atmosférico	6
1.3. La estructura de la atmósfera	7
1.3.1. La temperatura atmosférica	7
1.3.1.1. Troposfera	7
1.3.1.2. Estratosfera	8
1.3.1.3. Mesosfera	8
1.3.1.4. Termosfera	8
1.4. El campo eléctrico	9
1.5. * Retención de gases en la Atmósfera	10
Resumen	11
Cuestiones	13
2. La Radiación Solar	15
2.1. El espectro electromagnético	16
2.2. La radiación térmica	17
2.3. Las leyes de la radiación	19
2.3.1. Ley de Kirchhoff	19
2.3.2. Ley de Planck	20
2.4. La radiación solar	22
2.4.1. La constante solar	23
2.4.2. Conservación de la radiación	24
2.5. La atmósfera y la radiación solar	25
2.5.1. Absorción	26
2.5.2. Dispersión	27
2.5.2.1. Dispersión Rayleigh	27
2.5.2.2. Dispersión Mie	28
2.5.3. Reflexión	29

2.6.	La radiación terrestre	29
2.7.	El equilibrio térmico y la temperatura de la Tierra	32
2.7.1.	Modelo sin atmósfera	33
2.7.2.	Modelo simple de atmósfera	33
2.7.3.	Atmósfera absorbente selectivo	34
2.7.4.	Temperatura efectiva de radiación planetaria	36
2.7.5.	El efecto invernadero	37
2.8.	Balance de energía detallado	37
	Resumen	39
	Cuestiones	41
3.	La temperatura	43
3.1.	La insolación	44
3.1.1.	Excentricidad de la órbita	45
3.1.2.	Inclinación del eje de rotación	45
3.1.2.1.	Declinación solar	46
3.1.2.2.	Urano y Mercurio	47
3.1.3.	La altura solar	47
3.2.	Paralelos notables	48
3.2.1.	Círculos polares	48
3.2.2.	Los trópicos	49
3.2.3.	Ecuador	49
3.2.4.	La atmósfera	49
3.3.	Temperatura global	49
3.4.	Balance de radiación según la latitud	51
3.5.	Los ciclos de la temperatura	52
3.6.	Factores determinantes de la temperatura	54
	Resumen	55
	Cuestiones	56
4.	Termodinámica atmosférica	57
4.1.	La Presión	58
4.1.1.	Mapas de presión	63
4.1.2.	Medida de la presión	64
4.2.	Termodinámica de la atmósfera	65
4.2.1.	Primer principio de la Termodinámica	65
4.2.2.	Proceso adiabático	67
4.2.3.	Gradiente adiabático de temperatura	68
4.2.4.	Temperatura potencial	68
4.3.	Humedad	69
4.3.1.	Presión de vapor	69
4.3.2.	Índices de humedad	71
4.3.3.	Medida de la humedad atmosférica	73
4.4.	El aire húmedo	74

4.4.1. Temperatura virtual	74
4.4.2. Gradiente adiabático saturado	75
Resumen	77
Cuestiones y problemas	78
5. La estabilidad atmosférica	79
5.1. Estabilidad Atmosférica	80
5.1.1. Estabilidad absoluta	80
5.1.2. Inestabilidad absoluta	83
5.1.3. Estabilidad condicional	84
5.2. Nieblas	85
5.2.1. Modos de alcanzar la saturación en la atmósfera	85
5.2.2. Clasificación de nieblas por su origen	86
5.3. Condensación	88
5.3.1. * Nucleación de gotas	89
5.3.2. * Crecimiento de gotas	91
Resumen	92
Cuestiones	93
6. Dinámica atmosférica	95
6.1. El viento	96
6.2. Fuerzas en la atmósfera	96
6.3. Fuerza bórica	97
6.4. Fuerza de Coriolis	101
6.4.1. Viento geostrófico	105
6.4.2. * Mapas de altura	106
6.4.3. Viento de gradiente	107
6.5. Fuerza de fricción	111
Resumen	113
Cuestiones	115
7. Circulación atmosférica y sistemas de vientos	117
7.1. Escalas de la circulación atmosférica	118
7.2. La circulación general	118
7.2.1. Modelo de una celda	120
7.2.2. Modelo de tres celdas	121
7.2.3. Corriente en chorro	123
7.2.4. Sistemas de presión semipermanentes	124
7.3. Sistemas de vientos	126
7.3.1. Monzones	126
7.3.2. Vientos orográficos	127
7.3.2.1. Ondas de montaña	127
7.3.2.2. Efecto Foehn	128
7.3.3. Circulación térmica	129

Resumen	131
Cuestiones	132
8. Masas y Frentes	133
8.1. Masas de aire	134
8.2. Frentes	136
8.2.1. Frente cálido	137
8.2.2. Frente frío	138
8.2.3. Frente estacionario	138
8.2.4. Frentes ocluidos	138
8.3. Borrascas ondulatorias	139
8.4. Sistemas nubosos	141
8.4.1. Nubes altas	141
8.4.2. Nubes medias	141
8.4.3. Nubes bajas	141
8.4.4. Nubes de desarrollo vertical	142
Resumen	142
Cuestiones	143
9. El Océano y el clima	145
9.1. Introducción	146
9.2. Estructura del océano	147
9.2.1. Temperatura	148
9.2.2. Salinidad	149
9.2.3. Densidad	150
9.3. Dinámica del océano	150
9.3.1. Flujo geostrófico	151
9.4. Dinámica cerca de la superficie	152
9.5. La circulación oceánica	153
9.5.1. Corrientes superficiales	154
9.5.2. La circulación termohalina	155
9.6. Oscilaciones climáticas	157
9.6.1. Oscilación del Atlántico Norte	158
9.6.2. El Niño	158
9.6.3. Oscilación Decadal del Pacífico	159
Resumen	159
Cuestiones	162
10. Clasificación climática	165
10.1. Introducción	166
10.2. Clasificación climática	167
10.3. Clasificaciones genéticas	167
10.3.1. Factores climáticos	167
10.4. Clasificaciones empíricas	168

10.4.1. Clasificación en función de la temperatura	169
10.4.2. Clasificación en función de la precipitación	169
10.4.3. Índices climáticos	170
10.5. El climograma	170
10.6. Sistema de Köppen	171
10.6.1. Climas Tropicales (A)	173
10.6.2. Climas secos (B)	176
10.6.3. Climas templados (C)	179
10.6.4. Climas fríos (D)	183
10.6.5. El clima polar (E)	185
10.6.6. Climas de montaña (H)	186
Resumen	186
Cuestiones	186
11. Cambio Climático	187
11.0.1. Meteorología y Climatología	188
11.1. El sistema climático	189
11.2. Historia del clima	193
11.2.1. Datos	193
11.3. Causas naturales de la variación del clima	197
11.3.1. Variaciones de la órbita terrestre	197
11.3.2. Deriva de los continentes	199
11.3.3. Cambios en la composición de la atmósfera	199
11.3.4. Cambios de la actividad solar	200
11.4. Retroalimentaciones climáticas	202
11.4.1. Cambios en la circulación oceánica	203
11.4.2. Absorción de gases por el océano	203
11.5. Calentamiento Global	204
11.5.1. La temperatura	204
11.5.2. El efecto invernadero intensificado	205
11.5.3. ¿Cuál es la causa del calentamiento?	207
11.5.4. El calentamiento no es uniforme	208
11.5.5. Régimen de precipitaciones	210
11.5.6. Impactos del cambio climático	211
11.5.7. Predicciones	212
Resumen	214
Cuestiones	216
Bibliografía	217
Referencia de las figuras	219
Glosario	225

Capítulo 11

Cambio Climático

OBJETIVOS DIDÁCTICOS ESPECÍFICOS

- Conocer las técnicas más utilizadas para obtener datos sobre el clima del pasado.
- Comprender el clima como un estado del sistema climático, identificar las partes de que se compone y la interacción entre ellas.
- Adquirir los conceptos de forzamiento radiativo y de retroalimentaciones climáticas.
- Conocer las causas naturales por las que el clima cambia y saber describir cómo cada una de ellas afecta al cambio climático.
- Comprender el efecto del hombre en el calentamiento global y el cambio climático reciente.

Introducción

En un curso introductorio a la climatología es obligado el estudio de la evolución del clima, porque sabemos que el clima ha cambiado a lo largo de la historia de la Tierra. Pero hay otro motivo aún más importante para estudiar, aunque sea brevemente, el actual cambio climático causado por la actividad humana, puesto que se ha convertido en el reto más importante al que se enfrenta la humanidad en el siglo XXI.

En los últimos 150 años, desde el inicio de la Revolución Industrial, se ha producido un calentamiento global con un aumento de la temperatura media de la superficie del planeta superior a $1,1^{\circ}\text{C}$ y aumentando a un ritmo creciente. Este aumento de temperatura global no es uniforme, siendo menos intenso en los océanos que sobre los continentes.

Además del aumento de la temperatura, hay muchas otras evidencias del calentamiento global, como son, la pérdida de la mitad de la superficie helada del Ártico, el retroceso de la mayoría de los glaciares y la subida del nivel del mar.

La causa principal de este calentamiento es el aumento de la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera como consecuencia de la quema de combustibles fósiles y la deforestación.

Consistentemente con este calentamiento se está produciendo un cambio climático a escala global que se manifiesta en modificaciones en la circulación general de la atmósfera, en los patrones meteorológicos que afectan al régimen de precipitaciones, tanto en su distribución geográfica como en su intensidad, y en el aumento de la frecuencia e intensidad de fenómenos meteorológicos extremos.

En este capítulo describiremos algunos cambios que ha experimentado el clima a lo largo de la historia de la Tierra, analizaremos sus causas y finalmente trataremos del cambio climático originado por el hombre.

Recuadro 11.1. Definición de cambio climático

Cambio del clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante periodos de tiempo comparables. CMNUCC.

11.0.1. Meteorología y Climatología

En la introducción del capítulo 10 hemos apuntado algunas diferencias entre tiempo atmosférico y clima, pero vamos a insistir de nuevo porque se tiende fácilmente a confundir ambos conceptos. Concretamente en lo que se refiere al plazo de las predicciones y al significado de la estadística.

En meteorología, las predicciones se realizan a muy corto plazo, como máximo una semana o diez días. La razón de esta incapacidad para predecir el tiempo a más largo plazo se debe a que las ecuaciones que gobiernan la evolución de la atmósfera son no lineales y tienen soluciones caóticas. Esto significa, entre otras cosas, que las ecuaciones presentan sensibilidad a las condiciones iniciales, es decir, que cualquier variación, por pequeña que sea, en las condiciones iniciales puede crecer exponencialmente cambiando la evolución del sistema.

En los últimos años se ha producido un incremento sustancial en la mejora de la toma de datos meteorológicos y en la potencia de cálculo y calidad de los programas que permiten la predicción meteorológica. Pero, sea cual sea la precisión con la que se integre la solución de las ecuaciones o la finura de la malla de puntos sobre los que se conozcan los datos meteorológicos, la evolución del sistema atmosférico está sujeta a variaciones que hacen impredecible el tiempo a largo plazo. En resumen, el tiempo atmosférico es variable por razones intrínsecas.

El clima se puede entender como el estudio estadístico del tiempo atmosférico. En climatología, los datos de las variables meteorológicas que determinan el clima se obtienen comparando los promedios anuales con el valor medio de 30 años. Con este periodo de tiempo se promedian las variaciones estacionales, anuales y las variaciones plurianuales asociadas con las oscilaciones climáticas como, por ejemplo, El Niño. Además del promedio temporal que se realiza para cada lugar donde hay registros, se hacen promedios sobre regiones, continentes y a escala global. Uno podría pensar que con estos promedios el clima no cambia.

Sin embargo, aunque solo hay registros instrumentales desde mediados del siglo XIX, se puede comprobar fehacientemente que el clima está cambiando a un ritmo nunca visto anteriormente. Y, como veremos a continuación, a partir de datos climáticos indirectos se puede reconstruir el clima en tiempos anteriores y constatar que ha cambiado continuamente a lo largo de la historia de la Tierra.

11.1. El sistema climático

Nuestro planeta se puede entender como un sistema climático, también llamado sistema Tierra, que está formado por cinco partes que son: la atmósfera (parte gaseosa que rodea la Tierra), la hidrosfera (océanos y otras aguas tanto superficiales como subterráneas), la criosfera (hielos y nieves), la litosfera (continentes e islas) y la biosfera (conjunto de los seres vivos). Estas partes están conectadas entre sí a través de flujos de momento, calor y masa. Aunque muchos de estos flujos los hemos visto a lo largo de este curso, señalaremos como ejemplo los flujos de vapor de agua y otros gases de efecto invernadero entre la hidrosfera, la atmósfera y la biosfera.

Al sistema climático hay que añadir el Sol cuya radiación suministra la energía que calienta el sistema.

En el capítulo 2 vimos que la temperatura del planeta queda determinada por el equilibrio radiativo entre la radiación solar absorbida y la radiación emitida por la Tierra al espacio exterior. Según que el flujo de potencia absorbido sea mayor o menor que el flujo de potencia emitido, el planeta se calienta o se enfría hasta que se llega a un flujo radiativo neto nulo y la temperatura de la Tierra permanece constante.

En los modelos sencillos que estudiamos en el capítulo 2 se mostró que cuando el balance radiativo es equilibrado, es decir, cuando el flujo neto de potencia radiativa es cero, la temperatura es exactamente constante. Sin embargo, el sistema climático es más complejo y aunque globalmente tiende a una temperatura constante, por el equilibrio radiativo, esta presenta variaciones asociadas a oscilaciones climáticas. Estas fluctuaciones de la temperatura se deben a que la insolación sobre la superficie terrestre no es uniforme y que tanto la atmósfera como el océano están en continuo movimiento transportando el exceso de calor absorbido de la zona ecuatorial a los polos.

El clima es así el resultado de la interacción de las cinco partes que componen el sistema climático y del balance energético.

Cuando se produce una modificación en cualquiera de los flujos de potencia radiativa, incidente o emitida, el flujo radiativo neto a través de la tropopausa, que se puede considerar como capa limítrofe de la atmósfera, cambia en lo que se conoce como **forzamiento radiativo** o simplemente forzamiento. El forzamiento es positivo si induce un incremento de la temperatura terrestre y el forzamiento es negativo si induce un enfriamiento del sistema climático.

Recordemos que si el balance radiativo no está equilibrado, el sistema climático evoluciona cambiando su temperatura hasta volver a alcanzar el estado de equilibrio en el que el flujo radiativo neto es cero. El tiempo que tarda en alcanzarse la nueva temperatura de equilibrio depende no solo de la inercia térmica de cada una de las partes, no es lo mismo la capacidad calorífica de la atmósfera que la del océano, sino de los tiempos que tardan en volver a estabilizarse los diferentes flujos de calor entre los subsistemas del sistema climático.

Como vimos en el capítulo 2 al estudiar el balance detallado de la radiación, actualmente hay un flujo neto positivo de $0,9 \text{ W/m}^2$ y en consecuencia la superficie del nuestro planeta se está calentado para aumentar el flujo de radiación emitida e igualar el flujo absorbido. Hay así un calentamiento comprometido que continuará, incluso si se detuvieran completamente las emisiones de GEI, hasta que se restablezca el equilibrio radiativo.

El sistema climático es un sistema complejo porque las interacciones entre las distintas partes que lo componen son no-lineales. Esto quiere decir que el efecto en la temperatura no es proporcional a la intensidad del forzamiento. Unas veces las distintas partes del sistema actúan de forma tal que originan un proceso de **retroalimentación climática** positiva que amplifica la variación de temperatura ocasionada por el forzamiento, y, en otras ocasiones, por el contrario, la retroalimentación es negativa y amortigua la variación.

Una retroalimentación positiva es la que se produce, por ejemplo, cuando un aumento de la temperatura conlleva una disminución de la superficie cubierta de nieve, lo que implica una disminución del albedo y, por tanto, un aumento de la radiación solar absorbida, que a su vez aumenta la temperatura¹. Como ejemplo de retroalimentación negativa podemos señalar que una subida de la temperatura de la atmósfera aumenta la humedad que ésta puede contener, lo que favorece la formación de nubes con el consiguientemente el aumento del albedo. Este efecto es comparativamente débil porque las nubes también absorben y reflejan radiación infrarroja terrestre lo que es una retroalimentación positiva.

Pequeños forzamientos pueden originar grandes cambios en el clima en poco tiempo debido a procesos de retroalimentación positivos que amplifican la perturbación. Sin embargo, a tiempos largos comparados con la edad de la Tierra, los mecanismos de retroalimentación negativos han estabilizado el sistema climático de manera que, a pesar de los grandes cambios sufridos en el sistema climático, el clima de la Tierra ha permanecido bastante estable a lo largo de la historia del planeta.

Recuadro 11.2. El balance radiativo del sistema climático

¹Esta retroalimentación positiva también funciona en dirección contraria: una disminución de la temperatura que ocasione un aumento de la extensión de la superficie helada conduce a mayor albedo y a menor temperatura.

El balance radiativo de la Tierra es la diferencia entre el flujo de potencia de la radiación absorbida y el flujo de potencia de la radiación emitida. Este balance se puede establecer tanto para el planeta en su conjunto como para cada una de sus partes, como la superficie terrestre o la atmósfera (ver capítulo 2).

Para el planeta en su conjunto, el balance radiativo se expresa matemáticamente como

$$\frac{S}{4}(1 - \alpha) - \sigma T_e^4 = Q$$

donde S es la constante solar, α es el albedo, T_e es la temperatura efectiva de emisión planetaria y Q es el balance radiativo o flujo radiativo neto. Cuando el planeta está en equilibrio se tiene que $Q = 0$ y la temperatura $T_e = 255\text{ K}$ es constante. También vimos en el capítulo 2 que el sistema tiende al equilibrio, porque cuando $Q > 0$ el sistema se calienta y cuando $Q < 0$ el sistema se enfría hasta que se restablece la igualdad de las potencias radiativas absorbida y emitida.

Para el caso de la superficie terrestre hay que tener en cuenta la presencia de la atmósfera, y el balance radiativo se escribe como (véase capítulo 2 para los detalles)

$$\frac{S}{4}(1 - \alpha) - \epsilon \sigma T_s^4 = Q \quad (11.1)$$

donde ϵ es la emisividad y T_s es la temperatura de la superficie terrestre. Recordemos que ϵ depende de los coeficientes atmosféricos de absorción de las radiaciones de longitud de onda corta y larga (a_S y a_T) y por tanto es una medida del efecto invernadero.

Hemos definido forzamiento radiativo como un cambio en el balance radiativo de la superficie terrestre, que puede ser positivo si conduce a un aumento de la temperatura o negativo si es una disminución de la temperatura. Según la ecuación (11.1), un forzamiento puede estar originado por cambios en alguno de los siguientes parámetros que forman parte de la ecuación anterior:

- S , la irradiancia solar, el forzamiento es positivo si S aumenta y negativo si S disminuye.
- α , albedo de la superficie terrestre, el forzamiento es negativo si el albedo aumenta porque disminuye la energía absorbida y por tanto baja la temperatura. Igualmente si α disminuye el forzamiento es positivo.
- ϵ , emisividad de la superficie terrestre, un aumento de la concentración atmosférica de GEI es un forzamiento positivo

Cuando se produce un forzamiento y el sistema climático deja de estar en equilibrio, las distintas partes que lo componen interaccionan entre sí produciendo a veces procesos de retroalimentación hasta que finalmente de vuelve a alcanzar un balance radiativo equilibrado.

Las principales causas del cambio se pueden clasificar en externas e internas según procedan de dentro o fuera del sistema climático. Entre las causas o factores externos podemos distinguir la variación de la intensidad de la radiación solar, variaciones en la órbita terrestre y en la inclinación del eje de rotación, y el impacto de meteoritos de gran tamaño. Los agentes internos más

importantes son la deriva de los continentes, los cambios en el albedo terrestre y los cambios en la composición de la atmósfera. En esta última hay que destacar el papel que desempeña la biosfera en las modificaciones del ciclo del carbono. La fijación de carbono por la vegetación, la viva, la que está en descomposición, la que se integra en los suelos o la que ha formado combustibles fósiles es un agente interno que actúa sobre el clima.

Otra clasificación es la que distingue entre causas naturales y las ocasionadas por la actividad humana, que han adquirido una relevancia decisiva en los últimos 150 años.

Aunque lo veremos con más detalle a lo largo del capítulo, es importante resaltar la gran variedad de escalas temporales en las que actúan los agentes forzantes del clima y su relación con el cambio climático producido. Hace cuatro mil millones de años la luminosidad solar era aproximadamente tres cuartas partes de la actual y hay indicios de la existencia de océanos con agua líquida que solo se explican con la existencia de una atmósfera con una alta concentración de gases de efecto invernadero. Los cambios asociados con la deriva continental, que se producen en cientos de millones de años, han modificado las corrientes oceánicas, la litosfera con la formación de rocas volcánicas y la atmósfera con emisiones volcánicas. En la escala de decenas de miles de años, las variaciones orbitales de la Tierra han inducido las glaciaciones del Cuaternario con grandes variaciones de la extensión de la superficie helada del planeta.

Así pues, el cambio es una característica propia del sistema climático, que está en permanente evolución en respuesta a los cambios que inducen los diversos factores internos y externos.

En los últimos cien años se está produciendo un rápido cambio en el clima causado por la actividad humana, que es a lo que generalmente nos referimos como **cambio climático** antropogénico o simplemente cambio climático.

Si el clima cambia continuamente, nos podríamos preguntar, por qué es tan grave el cambio climático actual. La respuesta es que el cambio se está produciendo con tal velocidad que muchos ecosistemas no tienen tiempo para adaptarse al cambio y se extinguen. Los grandes incendios que sufren últimamente los bosques de todos los continentes son un ejemplo de ello.

Recuadro 11.3. Inercia térmica

La inercia térmica está relacionada con el tiempo que tarda un cuerpo en cambiar su temperatura. Para ilustrar esta propiedad comparemos cómo se enfrían dos volúmenes iguales de agua y de aire a la misma temperatura. Sea un volumen de 1 m^3 a la temperatura de 20°C , la cantidad de calor contenida en cada caso la podemos calcular como el calor que hay que suministrar al volumen para elevar la temperatura desde cero a T , es decir, con la expresión

$$Q = c m T = c \rho V T$$

donde ρ es la densidad, c el calor específico y $T = 293 \text{ K}$ la temperatura absoluta.

Sustituyendo valores se tiene que la energía calorífica del volumen del agua, para la que $c = 4184 \text{ J}/(\text{K kg})$ y $\rho_a = 10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$, es $Q_{\text{agua}} = 1,22 \times 10^9 \text{ J}$.

Igualmente para el aire, con $\rho = 1,2 \text{ kg}/\text{m}^3$ y $c = 700 \text{ J}/(\text{kg K})$, la energía calorífica es $Q_{\text{aire}} = 2,46 \times 10^5 \text{ J}$.

Por tanto, la energía calorífica de 1 m^3 de agua es 5000 veces mayor que la de 1 m^3 de aire.

Sin embargo, si dejamos enfriar por radiación ambos volúmenes, el flujo de potencia radiada (emitancia) que viene dada por la ley de Stefan-Boltzmann, σT^4 , es igual para el agua y el aire. En consecuencia, el volumen de agua se enfriará mucho más lentamente que el aire o, dicho de otra manera, la inercia térmica del agua es mucho mayor que la del agua. Con este ejemplo hemos ilustrado la inercia en el enfriamiento de agua y aire, pero igual se puede hacer para el calentamiento.

Este razonamiento se puede extender a todo el océano para darnos cuenta de la enorme inercia térmica oceánica comparada con la de la atmósfera o la del suelo continental.

11.2. Historia del clima

A escala geológica la Tierra ha experimentado grandes cambios en cada uno de los subsistemas del sistema climático y consecuente en el clima. La Paleoclimatología, que es la ciencia que estudia el clima en el pasado, ha experimentado un desarrollo espectacular en los últimos años debido en gran parte al interés que tiene para comprobar la calidad de los modelos numéricos climáticos para predecir el clima futuro. Para que un modelo climático prediga correctamente el clima futuro debe también reproducir el clima pasado.

11.2.1. Datos

Veamos en primer lugar cómo sabemos que el clima ha cambiado a lo largo de la historia de nuestro planeta. Para investigar las variaciones climáticas nos tenemos que basar en datos climáticos.

Atendiendo a la naturaleza de los datos climáticos podemos dividir la historia del clima en tres partes, que resultan ser muy desiguales en duración. Desde el presente hacia atrás, la primera se extiende hasta el siglo XVII y se caracteriza por la existencia de datos instrumentales más o menos precisos, pero cuantitativos. Otra etapa es la que se extiende desde esa fecha hasta hace unos pocos miles de años, caracterizada porque en ella podemos encontrar datos históricos documentales de carácter cualitativo. Y por último, el llamado paleoclima que es la etapa anterior a la aparición del hombre civilizado y que se remonta en el pasado hasta el origen de la Tierra hace aproximadamente 4500 millones de años. En esta parte el clima se conoce a través de datos indirectos.

Los **datos instrumentales** precisos son relativamente recientes y de ellos mencionaremos, por su importancia, las medidas de temperatura en la superficie terrestre desde 1880 y de la concentración de CO_2 en la atmósfera desde 1958. Aunque la red de observaciones meteorológicas se ha extendido por todo el planeta con observatorios, globos meteorológicos, boyas oceánicas, barcos, etc., la llegada de los sistemas de teledetección espacial han supuesto una auténtica revolución en la Climatología tanto por el volumen como por la calidad de los datos que proporcionan.

A partir de **datos históricos** encontrados en libros de viajes, apuntes contables en granjas, etc, se ha podido, por ejemplo, demostrar que la congelación estacional de ríos y lagos en el hemisferio norte se ha reducido unos 20 días en los últimos 150 años. Se han encontrado en el desierto del

Sahara pinturas rupestres de hace 7000 u 8000 años que muestran herbívoros propios de climas mucho más húmedos que el clima desértico actual de esa región.

Los datos indirectos, también conocidos como **proxy**, son registros tales como granos de polen, anillos de árboles, etc., de cuyo análisis se puede deducir el clima en tiempos pasados. En Paleoclimatología se utilizan muchos de estos datos indicadores del clima de los cuales vamos a describir los más importantes.

En primer lugar, el crecimiento anual de los **anillos de los troncos de los árboles**, de cuyo espesor se puede deducir la precipitación y la temperatura anual en la región en que han crecido. Solapando la secuencia de grosores de troncos de árboles vivos con otros ya secos, restos de vigas y otros objetos de madera, se han podido obtener datos de la precipitación anual desde hace unos 10 000 años, ver figura 11.1.

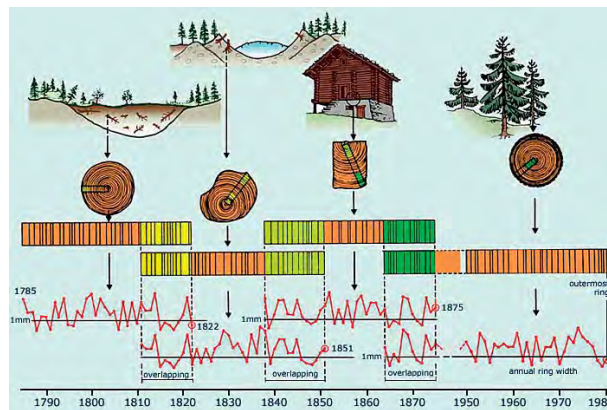


Figura 11.1: Datación de restos de troncos por solapamiento de la secuencia de grosor de los anillos de crecimiento. En este caso con troncos hallados en construcciones y glaciares.

De los anillos se ha obtenido también información sobre la actividad solar a partir de la concentración relativa de isótopos ^{14}C y ^{12}C . La formación natural del ^{14}C se debe a choques de rayos cósmicos con átomos de nitrógeno atmosférico. Como el flujo de rayos cósmicos que llegan a la Tierra depende de la actividad solar, se puede relacionar la concentración de ^{14}C con variaciones de la actividad solar. Conocida la edad de los anillos del tronco de los árboles, simplemente contándolos, se puede estimar la concentración de isótopos de carbono que había en la atmósfera en esa época y determinar, de este modo, la actividad solar.

Recuadro 11.4. Isótopos en climatología

Los isótopos son átomos que pertenecen al mismo elemento químico y, por tanto, tienen el mismo número de protones y electrones, pero tienen un número distinto de neutrones. Se pueden distinguir entre isótopos inestables o radiactivos e isótopos estables.

Entre los **isótopos radiactivos** el más utilizado es el ^{14}C . El átomo de carbono estable, ^{12}C , está formado por un núcleo con 6 protones y 6 neutrones, pero hay un isótopo con 8 neutrones llamado ^{14}C que es inestable y por lo tanto radiactivo, con una vida media de unos 5700 años. Recordemos que la vida media de un material radiactivo es el tiempo que una determinada masa de este material tarda en reducirse a la mitad.

Mientras están vivos los organismos fijan carbono con la misma proporción isotópica que hay en la atmósfera, aproximadamente una molécula de $^{14}\text{CO}_2$ por cada cien mil millones (10^{11}) de moléculas de dióxido de carbono con ^{12}C . Cuando este ser muere va perdiendo progresivamente átomos de ^{14}C , que pasan a ser átomos de nitrógeno, mientras se mantiene constante la cantidad de ^{12}C . De esta manera, midiendo la concentración relativa de isótopos de carbono, se puede estimar la edad del resto fósil analizado. Esta técnica permite datar registros de hasta 40 000 años de antigüedad.

También se utilizan en datación climatológica otros isótopos radiactivos como el ^{10}Be , que es un indicador de la actividad solar.

Entre los numerosos **isótopos estables** que se utilizan en Paleoclimatología destacan el ^{13}C , que es otro isótopo del carbono, el deuterio ^2H y los isótopos de oxígeno ^{16}O y ^{18}O . Estos tres últimos isótopos forman moléculas de agua con diferente masa molecular. La masa molecular del agua afecta a las propiedades fisicoquímicas que dependen de la temperatura, como por ejemplo, a su facilidad de evaporación. Esto hace que las variaciones de la fracción isotópica de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sean indicadores de la temperatura del océano y del volumen de hielo depositado en los casquetes polares.

Recordemos que la temperatura de un cuerpo es una medida de la energía cinética media de las moléculas que lo forman, y, por tanto, a igual temperatura las moléculas de menor masa se mueven con más velocidad que las más pesadas. Las moléculas de agua formadas por ^{16}O son más ligeras y, por tanto, se evaporan más fácilmente que las moléculas de agua más pesadas formadas por el isótopo ^{18}O , de manera que también son más abundantes en el agua de la precipitaciones. Si la precipitación es en forma de nieve esta acumula más moléculas de agua ligera y, si esta no se funde y regresa al mar, el océano se enriquece en las moléculas de agua más pesada.

La concentración de **granos de polen** encontrado en sedimentos de lagos es una indicación de la distribución de la vegetación y, por tanto, del clima de una determinada zona. La ventaja de los granos de polen es que son muy resistentes al paso del tiempo y su antigüedad se puede datar por su contenido en carbono ^{14}C . Igualmente, a partir de restos fósiles de animales y vegetales se pueden deducir las condiciones climatológicas de la época en que se generaron.

Los **sedimentos marinos** son otra fuente de información para el estudio del paleoclima a través de la concentración relativa de isótopos de ^{18}O y ^{16}O que se encuentran en el carbonato cálcico de los restos de conchas de animales marinos y de los foraminíferos, ver figura 11.2. De esta concentración relativa, que refleja la que había en el agua durante la vida de estos organismos, se puede deducir la cantidad de hielo que cubría en ese momento la Tierra (ver recuadro 11.4).

También se observan variaciones de la fracción isotópica del oxígeno en el carbonato cálcico que forma en las cuevas cársticas en forma de **estalactitas y estalagmitas**. Dada la estabilidad y lentitud del proceso de formación de estas cuevas, las variaciones isotópicas y los cambios climáticos asociados son de largo plazo. En este caso la datación del carbonato se hace a través de isótopos de uranio.

Testigos de hielo. Mediante perforaciones en el hielo de glaciares y de los mantos helados de Groenlandia y la Antártica se extraen cilindros de hielo que contienen las sucesivas capas de nieve

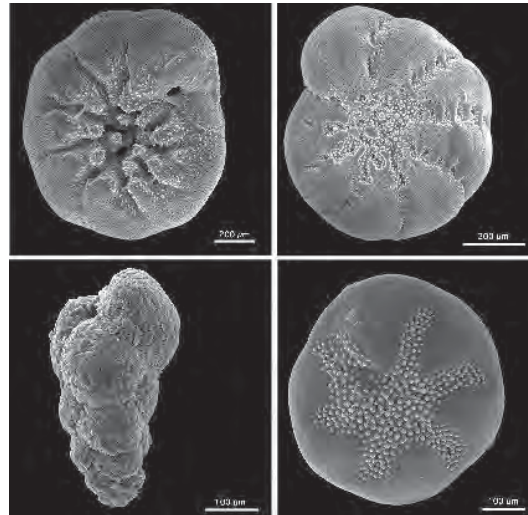


Figura 11.2: Los foraminíferos son microorganismos con caparazón calcáreo que se depositan en el fondo marino.

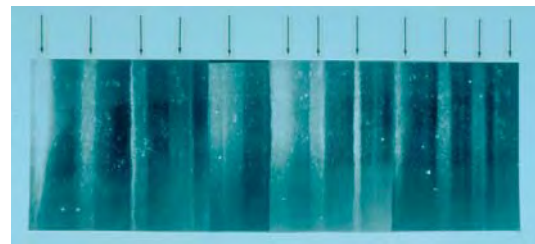


Figura 11.3: En la fotografía izquierda, extracción de testigos de hielo. En la de la derecha, detalle de la estructura en capas anuales de nieve.

que se ha ido acumulando desde hace cientos de miles de años. La diferente calidad de la nieve depositada en las estaciones del año permite datar la antigüedad de la nieve depositada en capas anuales, ver figura 11.3.

A partir del análisis de la composición de las burbujas de aire atrapadas en el hielo de los casquetes polares se obtiene información del contenido de dióxido de carbono, metano y otros gases de la atmósfera. La concentración de moléculas de agua pesada en el hielo está correlacionada con la cantidad de hielo terrestre, básicamente por las mismas razones que lo está la concentración relativa de isótopos de oxígeno².

Una mayor concentración de CO_2 está relacionada con un incremento de la temperatura del agua de los océanos: la solubilidad de los gases en agua, a diferencia de lo que ocurre con los solutos sólidos, disminuye con la temperatura. De manera que un aumento de la concentración de CO_2 está correlacionado con un incremento de la temperatura atmosférica. La antigüedad de las burbujas se deduce a partir del número de capas anuales que se han ido acumulando.

²El agua pesada está formada por un átomo de oxígeno y dos átomos de deuterio, que es un átomo de hidrógeno con dos nucleones en su núcleo. Por tanto, el peso molecular de una molécula de agua pesada es 20 en lugar de 18 que es el peso molecular del agua normal.

Con la ayuda de estas técnicas aplicadas a testigos de hielo extraídos en la Antártida y en Groenlandia se ha podido reconstruir la temperatura de la Tierra y la composición de la atmósfera desde hace unos 400 000 años.

Para concluir esta sección, mencionaremos que la variedad de métodos y materiales investigados, así como la dispersión geográfica de los lugares en los que se encuentran los proxys hace que cuando se representan en una misma gráfica las reconstrucciones de la temperatura esta tenga necesariamente que presentar importantes incertidumbres, aunque lo importante es que la tendencia sea común.

11.3. Causas naturales de la variación del clima

Una vez descritas las técnicas y métodos que se utilizan para investigar la evolución del clima, vamos a tratar brevemente las causas por las que el clima varía.

11.3.1. Variaciones de la órbita terrestre

Excentricidad de la órbita

La órbita terrestre es una elipse en uno de cuyos focos está situado el Sol. Actualmente la excentricidad de la órbita³ es pequeña, $e = 0,017$, pero oscila entre 0,005 y 0,06 con un periodo de 100 000 años. Esta oscilación se debe a la atracción gravitatoria de otros planetas de nuestro sistema solar.

El efecto de la excentricidad sobre el clima viene dado por la variación de la distancia al Sol entre el punto más lejano, afelio, y el más cercano, perihelio. Cuando la Tierra está en el perihelio, en 2021 fue el 2 de enero, se encuentra $4,8 \times 10^6$ km más cerca del Sol que en el afelio (5 de julio en 2021), lo que hace que en el hemisferio norte los inviernos y los veranos sean algo más suaves que en el hemisferio sur. Como la distancia media de la Tierra al Sol es 149×10^6 km, esta variación actualmente es del 3 %, lo que implica una variación del 6 % en la irradiancia solar. En los casos extremos de excentricidad la variación anual en la distancia está comprendida entre el 1 % y el 11 %.

Oblicuidad del eje de rotación terrestre

El eje de rotación de la Tierra actualmente forma un ángulo de $23,5^\circ$ con la perpendicular al plano de la eclíptica. Este ángulo oscila entre $21,6^\circ$ y $24,5^\circ$ con un periodo de aproximadamente 40 000 años. Recordemos que a esta inclinación se deben las estaciones del año.

Cuanto mayor sea la inclinación del eje más extremas son las estaciones y mayor es la extensión de la zona intertropical. Un pequeño aumento de la inclinación del eje prácticamente no afectaría a la insolación en la zona ecuatorial, pero ocasionaría una mayor fusión estacional en los casquetes polares.

³Si a y b son respectivamente los semiejes de la elipse, la excentricidad se define como $e = \sqrt{1 - b^2/a^2}$

Precesión del eje de rotación terrestre

El eje de la Tierra está girando alrededor de un eje perpendicular a la eclíptica de manera parecida a lo que hace un trompo, en sentido contrario al de rotación y con un periodo de unos 25 000 años. Este movimiento se debe a la forma achatada del planeta.

Su efecto sobre el clima es consecuencia de la modificación de la posición relativa de los solsticios y equinoccios respecto al afelio y perihelio. Actualmente el solsticio de verano está muy próximo al afelio, pero en un periodo de 6000 años será en el equinoccio de otoño cuando la Tierra pase por el perihelio y en 12000 años se habrán intercambiado la posición actual de los solsticios.

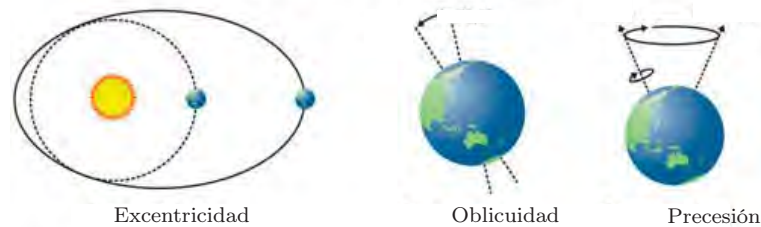


Figura 11.4: Esquema exagerado de las variaciones orbitales.

Teoría de Milankovich

Como estos ciclos orbitales tienen diferentes periodos, la combinación de todos ellos produce variaciones complejas tanto en la cantidad como en la distribución de la insolación sobre la Tierra, que pueden explicar el origen de los grandes glaciaciones que se produjeron en el Cuaternario. La relación entre los ciclos orbitales y el clima se conoce como **teoría de Milankovich**, que ha sido recientemente confirmada por medidas basadas en la concentración relativa de isótopos del oxígeno en testigos de hielo de la Antártida, ver figura 11.5.

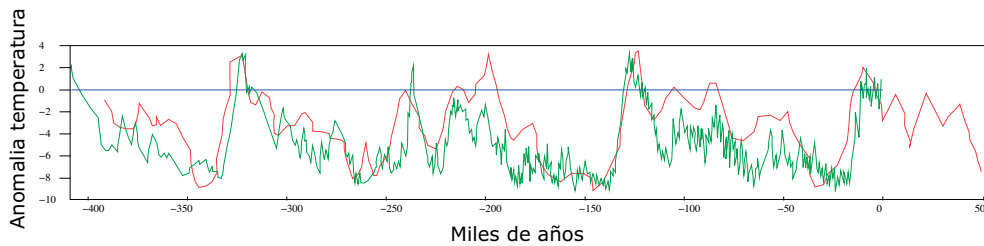


Figura 11.5: En verde la temperatura anual expresada en forma de diferencia con la temperatura media actual. En rojo la insolación según la teoría de Milankovich. La temperatura comienza en 1950 y se extiende hacia el pasado, datos de Petit, J.R., Jouzel, J., et al., *Nature* **399**, 1999. La insolación se extiende en el futuro hasta dentro de 50 000 años, datos de A. Berger, *Rev. Geophys.* **26**, 1988

La correlación entre los ciclos orbitales y las glaciaciones no implica que éstos fueran la única causa del cambio climático, porque el forzamiento radiativo asociado a los ciclos orbitales es demasiado débil para producir las variaciones de temperatura de las glaciaciones. Como veremos

más adelante, en este proceso es necesaria la intervención de las retroalimentaciones positivas del hielo-albedo y la debida a que la solubilidad del CO_2 en el océano depende de la temperatura.

11.3.2. Deriva de los continentes

La dinámica de las placas tectónicas o litosféricas ha modificado la forma y distribución de los continentes y océanos a lo largo de la historia de la Tierra. La distribución de los continentes repercute en el clima global a través de dos procesos.

Por una parte, porque la distribución continental conforma las corrientes oceánicas, que constituyen un eficaz modo de transportar calor desde la zona intertropical a la zonas polares. Ejemplo de este fenómeno fue el calentamiento global que produjo la unión del continente americano por el Istmo de Panamá, cuando al aislar el Atlántico del Pacífico reforzó la circulación desde el ecuador hacia los polos a lo largo de las costas americanas.

Otro ejemplo, éste en sentido inverso, fue la separación en el Terciario de la Antártida de Asia y de Australia. Esta separación permitió la formación de la corriente circumpolar, que actúa como barrera en el transporte de calor desde la zona ecuatorial al Polo Sur a originando el enfriamiento de la Antártida y la formación de un casquete de hielo.

Más importante es el efecto de la distribución planetaria de los continentes en el albedo. El albedo del océano depende fuertemente de la inclinación de los rayos solares. El agua en la zona ecuatorial, donde la radiación incide casi perpendicularmente, tiene un albedo comprendido entre el 0,02 y el 0,05, esto es, absorbe más del 95 % de la energía incidente. En latitudes altas el ángulo de incidencia de la radiación solar es menor y el albedo aumenta considerablemente hasta el 0,25, que es solo ligeramente superior al albedo del suelo continental (0,2). Así, una distribución donde los continentes predominaran en la zona ecuatorial daría lugar a un clima global frío. En la historia de la Tierra, una distribución parecida a esta se dio con la Pangea I, en el Proterozoico superior (hace aproximadamente 600 millones de años), que se correspondió con el periodo más frío de toda la historia de nuestro planeta. De ese gran continente situado en la zona ecuatorial se formaron los continentes actuales. En este proceso la distribución global del suelo continental se ha ido desplazando hacia los polos, disminuyendo progresivamente el albedo planetario y propiciando el consiguiente calentamiento global.

11.3.3. Cambios en la composición de la atmósfera

Actividad volcánica. Las erupciones volcánicas emiten cenizas y otros aerosoles que refrescan la temperatura global porque aumentan el albedo de la atmósfera. La persistencia de esta perturbación del albedo atmosférico es de pocos meses y, por tanto, la escala de tiempo de los cambios climáticos que induce es del orden del año. Un ejemplo es la explosión del volcán Tambora en 1815 que originó tal bajada de temperaturas en el hemisferio Norte que 1816 se conoce como el año sin verano.

Las erupciones volcánicas depositan residuos ácidos que pueden ser detectados en los testigos de hielo y que nos permiten así conocer la actividad volcánica en otras épocas.

Los volcanes además de aerosoles emiten gases de efecto invernadero, que como sabemos no solo tienen un efecto sobre la temperatura global opuesto a los aerosoles, sino que perduran en la atmósfera cientos de años. Durante el Cretácico, hace unos 150 millones de años, cuando los

dinosaurios poblaban la Tierra, la temperatura global era superior a la actual, prácticamente no había hielo en los polos y consecuentemente el nivel del mar alcanzaba sus valores máximos. Este clima cálido se debió a una atmósfera con fuerte efecto invernadero consecuencia de una intensa actividad volcánica.

Impacto de cuerpos celestes. Las consecuencias en el clima terrestre del impacto de un cuerpo celeste, cometa, asteroide o meteorito depende de su masa. Pueden afectar a la capa de ozono, lanzar nubes de polvo a la atmósfera con efectos en el albedo similares a las erupciones volcánicas, producir incendios, maremotos, etc.

La extinción de los dinosaurios y del 75 % de las especies que habitaban el planeta hace 65 millones de años pudo ser debida al impacto de un asteroide. La prueba más clara de un impacto es el cráter que produce, pero hay otros indicios indirectos como son los depósitos que la desintegración del cuerpo durante el impacto deja sobre la superficie terrestre y que pueden detectarse en las rocas sedimentarias. El ejemplo más conocido es la llamada **anomalía del iridio**, que es un nivel presente en determinadas rocas sedimentarias que está enriquecido de este metal. El iridio es muy escaso en la superficie terrestre, pero abundante en los meteoritos. Esta capa de arcillas enriquecida de iridio en los estratos correspondientes al límite entre los períodos Cretácico y Terciario se ha encontrado en diversos lugares del planeta, lo que hace pensar que proviene del impacto y desintegración de un meteorito que generó una nube de detritos que se extendió por toda la atmósfera. La antigüedad del nivel se corresponde con la de la mencionada extinción masiva lo que da fiabilidad a la teoría.

11.3.4. Cambios de la actividad solar

Como se muestra en la figura 11.6 la constante solar no es tan constante después de todo, sino que presenta variaciones. Podemos distinguir entre las pequeñas fluctuaciones, reflejo del estado turbulento de la superficie solar, variaciones periódicas de unos 11 años relacionadas con el número de manchas solares y la rotación del Sol alrededor de su eje. En la figura se muestran claramente cuatro oscilaciones en las que la irradiancia varía aproximadamente en un 0,1 % ($0,25 \text{ W/m}^2$).

Aunque solo hay medidas directas de la irradiancia solar desde 1975, de forma indirecta se ha podido estimar su valor desde finales del siglo XVII. La actividad solar está directamente relacionada con el número de manchas solares como se muestra en la parte inferior de la figura 11.6. Las manchas solares son fácilmente observables y se mantiene un registro de su número desde el descubrimiento del telescopio a principios del siglo XVII, ver figura 11.7. Como se observa en la figura el número de manchas solares también presenta una clara regularidad en ciclos de 11 años, que es el tiempo de inversión del campo magnético solar.

La variación la irradiancia solar en estos ciclos, que está comprendida entre el 0,1 al 0,2 %, se han podido relacionar con cambios apreciables, $0,5 - 1^\circ\text{C}$, en la temperatura troposférica, como ocurrió entre 1930 y 1950. Sin embargo, esta correlación entre la irradiancia solar y la temperatura ha dejado de observarse porque la variación de temperatura está enmascarada por el calentamiento global actual.

A esta oscilación de 11 años de periodo se superponen otras oscilaciones o modulaciones entre las que destaca la que presenta mínimos de actividad cada doscientos años. Estos mínimos coinciden con los periodos más fríos del último milenio. Un ejemplo bien documentado es el **Mínimo de Maunder**, entre 1643 y 1715, durante el que prácticamente no hubo manchas solares, y que coincidió con el período más frío de la llamada **Pequeña Edad de Hielo** porque fue una época

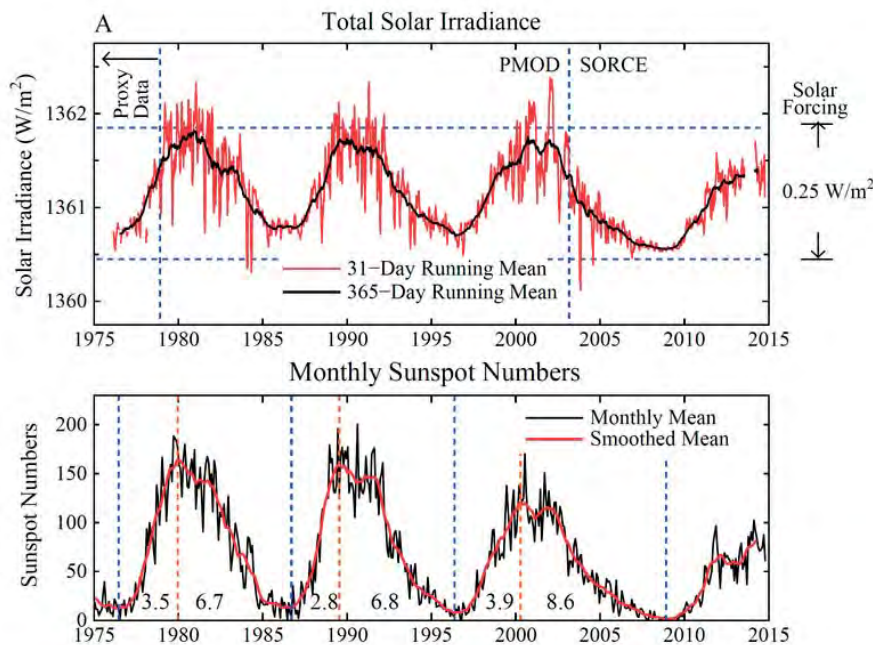


Figura 11.6: Correlación entre la irradiancia solar y el número de manchas solares. En la figura de arriba se muestran los valores medios mensuales (rojo) y anuales (negro) de la irradiancia solar desde 1975 a 2013. En la figura de abajo se representa el número de manchas solares en el mismo periodo de tiempo.

de temperaturas invernales muy bajas⁴. Otros episodios de esta oscilación son el periodo de enfriamiento entre 1450 y 1510 (Mínimo de Spörer) y el descenso, menos acentuado, de la temperatura en el siglo XIX comparado con el XX. Hay un tercer ciclo con un periodo de 1000 años que hace que los mínimos de actividad solar se produzcan en los siglos intermedios de cada milenio, como es el caso de los mencionados mínimos de Spörer y Maunder.

Podemos concluir por tanto que la variación en la actividad solar no puede ser una de las causas del calentamiento global que se ha producido en los últimos 150 años.

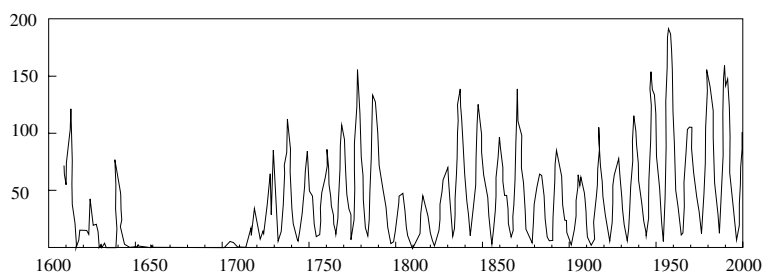


Figura 11.7: Numero de manchas solares desde 1610 al 2000.

Además de estas variaciones en la actividad solar, que producen cambios en el clima en una escala del orden de décadas a siglos, hay que tener en cuenta que el Sol es una estrella que también evoluciona. En la escala de la edad de la Tierra, el Sol ha aumentando progresivamente

⁴El río Támesis se heló 17 veces en el siglo XVII.

su luminosidad. Hace 3000 millones de años, el Sol emitía un 70 %-80 % de la energía que emite actualmente, lo que debería haber dado lugar a un clima extremadamente frío. Sin embargo, hay indicios de que ya existían océanos, lo que implica que la temperatura en esa época era parecida a la actual. Esta es la llamada **paradoja del sol débil**. La explicación más probable de esta paradoja es la presencia de una atmósfera con un intenso efecto invernadero. Se estima que para mantener los océanos con la irradiancia de esa época sería necesario una concentración de dióxido de carbono entre 100 y 200 veces superior a la actual.

11.4. Retroalimentaciones climáticas

Una **retroalimentación climática** (feedback) es una interacción en la que una perturbación de la temperatura media global de la superficie terrestre causa un cambio en el balance radiativo global. Una retroalimentación es negativa si la perturbación inicial de la temperatura se debilita por el cambio que esta ocasiona, y es positiva cuando la perturbación inicial se amplifica por el cambio que ocasiona.

Entre las retroalimentaciones destacaremos las siguientes:

1. La retroalimentación del **vapor de agua**, que recordemos es un gas de efecto invernadero (GEI), es la más importante. Un aumento la temperatura de la atmósfera, aumenta la cantidad de vapor de agua en la misma, lo que amplifica el efecto invernadero y la temperatura.
2. Retroalimentación **hielo-albedo en el mar**, por la que una subida de temperatura conduce a una disminución de la superficie helada con el consiguiente disminución del albedo⁵ y aumento de la temperatura. Esta retroalimentación es la causa de la amplificación del Ártico.
3. Retroalimentación de las **nubes**. Actualmente no está claro si globalmente es neutral o ligeramente positiva según favorezca la formación de nubes bajas o medias (retroalimentación negativa) frente a formación de cirros que es una retroalimentación positiva.
4. La **fusión del permafrost** en la tundra por un aumento de temperatura provoca una liberación a la atmósfera de GEI, principalmente metano, que amplifica el aumento de temperatura.
5. Una retroalimentación similar al **hielo-albedo** se produce sobre el suelo cubierto de nieve. La disminución de los glaciares y de la cubierta helada de Groenlandia y la Antártida disminuye el albedo y aumenta la temperatura.

Los feedbacks 1, 2 y 3 son rápidos y reversibles en el sentido de que una disminución de la temperatura hace que la cantidad de vapor en la atmósfera disminuya y que la superficie helada aumente con el consiguiente enfriamiento.

Por el contrario, los feedbacks 4 y 5 son mucho más lentos y prácticamente irreversibles.

Hay otros mecanismos de retroalimentación basados tanto en modificaciones de las corrientes oceánicas como en las propiedades del ciclo de carbono, que por su relevancia en el clima pasado y futuro trataremos con más detalle a continuación.

⁵véase la tabla de albedo en la tabla 2.1

11.4.1. Cambios en la circulación oceánica

Un ejemplo de la complejidad del sistema climático es el efecto que tiene sobre la circulación termohalina el calentamiento del Ártico. Para explicar este fenómeno vamos a remontarnos al inicio del Holoceno, que es el periodo interglacial en el que nos encontramos actualmente.

El final de la última glaciación se produjo por un calentamiento o deglaciación que dio paso hace unos 11000 años al Holoceno. Esta deglaciación se vio interrumpida hace 13000 años por el periodo conocido como **Dryas Reciente** o Younger Dryas, durante el que se produjo un rápido enfriamiento de unos 1300 años de duración. Este enfriamiento supuso una vuelta a las condiciones glaciales durante la cual desaparecieron los bosques que poblaban Europa y se extendió por todo el continente europeo una vegetación típica de la tundra, de la que han quedado restos del polen de *Dryas octopetala*, una flor silvestre que ha dado nombre a la breve glaciación.

La causa más probable de este enfriamiento súbito fue la llegada al Atlántico Norte de agua dulce proveniente de la fusión de los grandes glaciares que cubrían América del Norte. Este aporte de agua disminuyó la salinidad en esa parte del océano hasta inhibir el hundimiento de agua y detener la circulación oceánica profunda, que a su vez debilitó las corrientes superficiales que calientan las costas europeas y norteamericanas. El agotamiento del aporte de agua dulce poco a poco restauró la salinidad necesaria para reiniciar la circulación termohalina y con ella el consiguiente calentamiento a los niveles anteriores.

Actualmente se está observando una disminución de la corriente termohalina como consecuencia del calentamiento del Ártico y de la fusión del hielo que cubre Groenlandia.

11.4.2. Absorción de gases por el océano

Entre la atmósfera y el océano se produce un intercambio de CO_2 , y la concentración atmosférica de equilibrio de este gas depende de la temperatura del océano. La solubilidad de los gases en agua disminuye con la temperatura, de manera que cuando los océanos se enfrían absorben más CO_2 . La corriente oceánica arrastra consigo el CO_2 disuelto a las profundidades, donde permanece durante cientos de años hasta que el agua aflora y el CO_2 es devuelto a la atmósfera. Este es un mecanismo de retroalimentación positiva porque una elevación de la temperatura del mar hace disminuir la capacidad del océano para acumular CO_2 y éste deja de comportarse como sumidero neto y pasa a ser emisor neto de CO_2 a la atmósfera, con el consiguiente aumento de temperatura. Esta retroalimentación también funciona en sentido contrario, una bajada de la temperatura del agua conduce a que el océano pase a ser absorbente neto de CO_2 lo que se traduce en menor concentración atmosférica del gas y un mayor enfriamiento global.

Este proceso de retroalimentación, junto con el de hielo-albedo, permiten explicar la amplificación del forzamiento radiativo de la teoría de Milankovitch, que inicia el ciclo de las glaciaciones, hasta alcanzar las variaciones de temperatura observadas.

La figura 11.8 muestra claramente que existe una correlación entre la concentración de CO_2 en la atmósfera y la temperatura de la Tierra durante las últimas cuatro glaciaciones. Aunque no se aprecie en la figura se observa que las variaciones en la concentración siguen con un retraso de unos cientos de años a las variaciones de temperatura, lo que es consistente con la retroalimentación descrita anteriormente. En esta figura se observa que las máximas concentraciones de dióxido de carbono atmosférico en los últimos 400 000 años no han sobrepasado las 300 ppmv, porque llegan