



Universidad de Oviedo

EL CLIMA Y LOS MODELOS CLIMÁTICOS

ALBA RUIZ VICENTE

FACULTAD DE CIENCIAS - FÍSICA -

TUTORES: LAURA BONAVERA Y JOAQUÍN GONZÁLEZ-NUEVO

Índice

1. Atmósfera terrestre [1]	4
1.1. Evolución de nuestra atmósfera	4
1.2. Estructura de la atmósfera actual. Capas y composición	5
1.3. Composición de la atmósfera actual [2]	8
2. Física de la atmósfera	10
2.1. Balance enegético [3]	10
2.2. Dinámica de la atmósfera	14
2.2.1. Efecto Coriolis	15
2.3. Sistemas estables e inestables	15
2.4. Vientos y corrientes del aire [4]	16
2.4.1. <i>Single-Cell Model</i> o Modelo de Célula Única	17
2.4.2. <i>Three-cell model</i> o modelo de Tres Células	18
2.5. Borrascas, viento geostrofico y anticiclones	19
3. Clima	22
3.1. Sistema climático[5]	22
3.1.1. Ciclos biogeoquímicos	23
3.2. Clasificación de los climas. Clasificación de Köppen	25
3.2.1. Clima en España [6]	27
3.3. Registros climáticos	28
3.3.1. Registros naturales	28
3.3.2. Registros históricos	30
3.4. Registros actuales [7], [8]	33
4. Modelos climáticos [5], [9], [10]	37
4.1. Evolución en la complejidad de la modelización climática	45
4.2. CMIP	46
4.2.1. CMIP5 [11]	47
4.2.2. CMIP6 [12], [13], [14]	48
4.3. Consecuencias observadas con los modelos debido a la subida de temperaturas	56
4.4. Simulación con EN-ROADS [15]	57
4.4.1. Viabilidad política	59
4.4.2. Medidas a nivel individual	60
4.4.3. Ganadores y perdedores	60
4.4.4. Observaciones	61
5. Conclusiones	63
6. Glosario	65

Resumen

Con este trabajo se busca profundizar en el concepto de clima, cómo lo medimos y su relevancia en nuestra vida diaria. Serán explicados algunos de los modelos climáticos más relevantes, desde los más sencillos hasta los acoplados.

El objetivo final de este trabajo es lograr comprender, basándonos plenamente en principios físicos, la estrecha relación entre el ser humano y el clima, además de la influencia que existe entre ambos.

1. Atmósfera terrestre [1]

1.1. Evolución de nuestra atmósfera

Para comprender la climatología actual es necesario estudiar el origen y evolución del planeta y más concretamente, la evolución de nuestra atmósfera.

Hace 4540 millones de años, la Tierra era una enorme bola de lava. Debido a la actividad volcánica, la atmósfera primigenia estaba compuesta principalmente por dióxido de carbono y nitrógeno. 600 millones de años después, el planeta sufre una colisión de meteoritos cargados de H_2O que, poco a poco, van formando concentraciones de agua líquida. Durante esta etapa de la Tierra, las tormentas violentas eran los fenómenos meteorológicos habituales, ya que la rotación era tan rápida que los días tan solo duraban 6 horas. Además, las mareas de los recientes océanos eran gigantescas debido a la proximidad de la Luna.

Tan solo 100 millones de años después, la rotación comienza a ser algo más lenta y la Luna se aleja, dejando un planeta más en calma. Sin embargo, debido a la actividad volcánica constante, la atmósfera sigue teniendo una composición química demasiado tóxica para el desarrollo de vida tal y como la conocemos. A pesar de ello, durante todos estos millones de años, el planeta sufre la colisión de meteoritos cargados de aminoácidos que se disuelven en los océanos, dando lugar un caldo químico idóneo para las primeras formas de vida, unas bacterias unicelulares que evolucionarán hasta lo que se conoce como estromatolitos, estructuras minerales cuya principal actividad es la de transformar el dióxido de carbono y agua en alimento, desechando oxígeno. Es este oxígeno el que llenará los océanos, oxidando el agua y creando depósitos de roca ferrosa en el fondo marino.

Hace 1500 millones de años, las concentraciones de oxígeno aumentan en la atmósfera de forma considerable. 800 millones de años después, debido nuevamente a la actividad volcánica, la atmósfera se vuelve a cargar de dióxido de carbono que, junto con el agua, se precipita a la superficie en forma de lluvia ácida. Este dióxido de carbono comienza a ser absorbido por las rocas, propiciando una disminución de su concentración en la atmósfera, incapacitándola así para retener el calor proveniente del Sol. Comienza la primera glaciación y con ella, un aumento del albedo que hace que la luz solar se refleje prácticamente en su totalidad.

Gracias a la actividad volcánica latente debajo de la gruesa capa de hielo, pasados 15 millones de años, comienza el deshielo, liberándose una gran cantidad de oxígeno. Durante el planeta Bola de Nieve, las formas de vida predominantes consistían en plantas submarinas y escleritos. A medida que la atmósfera se fue haciendo más cálida, las concentraciones de oxígeno llegan a un punto óptimo para la aparición de los primeros seres vivos con estructura ósea.

Los niveles de oxígeno en la atmósfera eran similares a los actuales, con una media de temperaturas de 30°C durante el día. Estos niveles de oxígeno en la atmósfera, junto con la radiación directa del Sol, dan lugar a la formación de la capa de ozono. Es uno de los puntos clave de la vida terrestre en el planeta, ya que dicha capa es capaz de protegernos de la radiación ultravioleta directa que mata cualquier forma de vida que quisiese desarrollarse en la superficie.

125 millones de años después, la actividad volcánica provoca una extinción masiva, conocida como la extinción permiana. La actividad volcánica ocasiona la emisión de gases tóxicos a la atmósfera, como el dióxido de azufre, el cual genera lluvia ácida que quema la poca vida que quedaba en la superficie que no había sido asfixiada por la ceniza. El dióxido de carbono

aumenta, el agua se evapora y la atmósfera se calienta.

Las únicas formas de vida supervivientes se encuentran en los océanos. Debido al aumento de temperaturas, el gas metano que había estado congelado comienza a ser emitido, subiendo aún más la temperatura planetaria. 30 millones de años después, la lluvia ácida se neutraliza y vuelven a aparecer formas de vida en la superficie.

Hace 65 millones de años, un meteorito colisiona en la península de Yucatán. Las grandes dimensiones del asteroide provocan una emisión energética enorme, lo que hace que la superficie terrestre se caliente tanto que la vida vegetal perezca. Los animales herbívoros comienzan a desaparecer y, en consecuencia, los carnívoros. El polvo invade la atmósfera, bloqueando los rayos solares, enfriando el ambiente y extinguiendo todavía más especies. Las únicas formas de vida supervivientes pertenecen al grupo de los mamíferos. Terminado este episodio, las concentraciones de gases en la atmósfera son muy similares a las que tenemos actualmente, con una media de temperatura de 24°C y con una duración de los días de casi 24 horas. Hace 20 millones de años, tanto la atmósfera como la disposición de los continentes se disponen de la forma en la que los conocemos hoy en día.

Es curioso resaltar que, debido a fenómenos plenamente físicos y geológicos, la evolución de la especie humana siguió el camino que conocemos. En este periodo, como consecuencia de la alta actividad tectónica, se forma una cadena montañosa en el este de África que obstaculiza la humedad proveniente del océano Índico, provocando una sequía en la zona interior. Esto hizo que los simios que habitaban en esta región, se viesen obligados a erguirse durante periodos de tiempo cada vez más extensos, hasta el punto en el que su cuerpo evolucionó hacia la bipedación. Es aquí cuando comienza la historia de la raza humana.

Como remate final, debido a cambios de órbita, bajos niveles de dióxido de carbono y otros aspectos, comienza la Edad de Hielo. Esto hace que la Tierra tenga mantos de hielo de hasta 2.5 km de espesor. 26 mil años después, el hielo comienza a derretirse y se concentra únicamente en los polos del planeta, configurándose finalmente, la Tierra que conocemos y que habitamos actualmente.

Como vemos, el planeta ha pasado por múltiples episodios, muchos de ellos con condiciones que imposibilitaban la vida. El objetivo de este trabajo es exponer las variaciones del sistema climático mediante el uso de modelos y observar las consecuencias de estos cambios, tanto naturales como aquellos provocados por la actividad humana.

1.2. Estructura de la atmósfera actual. Capas y composición

Las características de nuestra atmósfera son variantes con la latitud, altitud y temperatura entre otros. Si comenzamos a ascender desde la superficie terrestre hasta el exterior del planeta, podremos observar cómo varía la presión, temperatura y las diferentes concentraciones de elementos con la altura. Para simplificar el estudio atmosférico, se ha dividido a la atmósfera en diferentes capas, las cuales presentan sus propiedades individuales y nos arrojan información de los fenómenos que pueden ocurrir en ellas.

Debido a la compresión de las capas superiores a las capas más cercanas al suelo y al descenso de densidad con la altura, la mitad de la masa de la atmósfera se encuentra por debajo de los primeros 6 km.

La atmósfera se divide en dos regiones diferenciadas, la homosfera y la heterosfera. La homosfera se encuentra en los primeros 80 km de altitud y se caracteriza por una concentración de gases uniforme. La densidad de estos gases disminuye a medida que aumenta la altitud. Pasados estos 80 km se encuentra la segunda región, la heterosfera. La variación en la concentración de los gases se debe a la fotodisociación e ionización, de ahí que a esta región también se la conozca como ionosfera.

Estas dos regiones se subdividen a su vez en 5 capas más: troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera y exosfera.

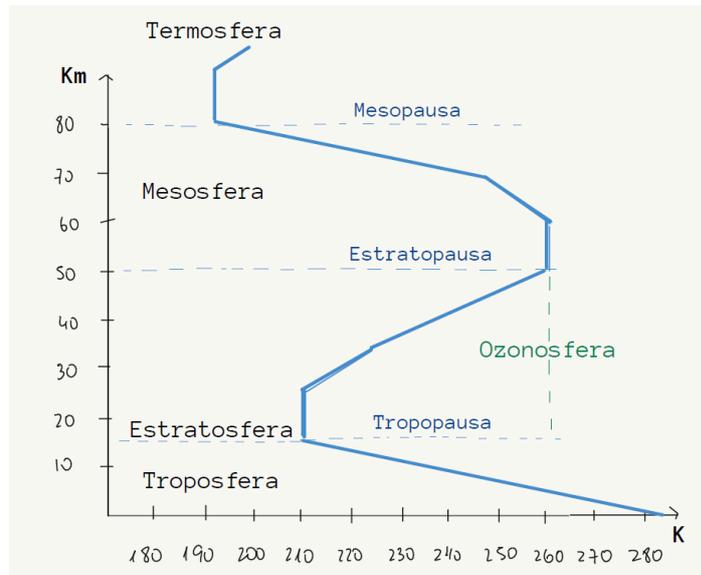


Figura 1: Gráfico representativo de la disposición de las capas atmosféricas según la temperatura a distintas altitudes. Autoría propia, inspirado en los diagramas encontrados en [1].

En la Figura 1 observamos que la primera capa atmosférica es la troposfera. Dicha capa se encuentra en los 11 primeros kilómetros y su característica fundamental, enunciada previamente, es que posee la mayor parte de la masa atmosférica debido a la presión que ejercen sobre ella las capas superiores. La temperatura en esta capa disminuye de forma prácticamente lineal con la altura, debido a que el aire cerca de la superficie sufre un calentamiento por la reemisión de radiación térmica, producto de la absorción de radiación visible y UV procedente del Sol. Es en esta capa donde se suceden los fenómenos climáticos de los que hablaremos más detenidamente en los próximos capítulos. Otra característica relevante, es que en los polos, la troposfera tiene una anchura de 7 km, mientras que en el ecuador alcanza los 17 km, es decir, el espesor de esta capa es variable. No solo es variable con la latitud, sino que también lo es con las temperaturas y por ende, con las diferentes épocas del año.

La zona que delimita esta capa tiene el nombre de tropopausa y en ella se produce una inversión de temperatura. En esta zona, hay una eliminación de los contaminantes acumulados en la tropopausa, al haber un intercambio de materia en la dirección polo-ecuador y viceversa. A continuación, se encuentra la estratosfera, extendida desde los 15 km hasta los 50 km de altura. En esta capa, la temperatura crece de forma lenta en altitudes bajas, hasta aumentar más drásticamente cuando se acerca al límite de la estratopausa, (siguiente punto de inversión).

Importante destacar que entre la tropopausa y estratopausa, además de la estratosfera, se encuentra una región conocida como ozonosfera, caracterizada por una alta concentración de

ozono, O_3 , sustancia encargada de absorber los rayos ultravioletas procedentes de la radiación solar y de regular las temperaturas de las capas inferiores de la atmósfera.

Entre los 50 y 80 km está la mesosfera, con un descenso de las temperaturas que llega hasta los $-80^\circ C$. La tercera zona de inversión es la mesopausa y da lugar a la capa atmosférica más externa, la termosfera. En esta capa, la temperatura aumenta nuevamente por la absorción de radiación. En realidad, la atmósfera se extiende hasta 2000 km más, pero a partir de los 150 km no hay suficiente concentración de aire como para que tenga sentido hablar de temperatura. A partir de los 500 km, los gases atmosféricos son tan ligeros que escapan al espacio debido a que el campo magnético domina frente al gravitatorio. A esta capa se la denomina exosfera.

Tras la última capa atmosférica, encontramos una región conocida como los cinturones de Van Allen 2, compuesta principalmente por protones y otras partículas de altas energías procedentes del viento solar, atrapadas por el campo magnético terrestre. Estos cinturones de radiación describen trayectorias espirales y una vez penetran en las capas superiores, se genera el fenómeno de las auroras boreales. Hay dos cinturones de Van Allen, ambos con una forma de media luna, aunque gracias a la misión Van Allen de la NASA, fue posible el reconocimiento de un tercer cinturón en periodos de intensa actividad solar. El primero de ellos se encuentra a una distancia aproximada del planeta de un radio y medio terrestre y el segundo, de mayor tamaño, se encuentra a partir de tres radios terrestres, con una anchura aproximada de un radio terrestre. La zona entre ambos cinturones se la conoce como zona segura, debido a que las naves que orbitan en esta región están protegidas de vientos solares y radiación.

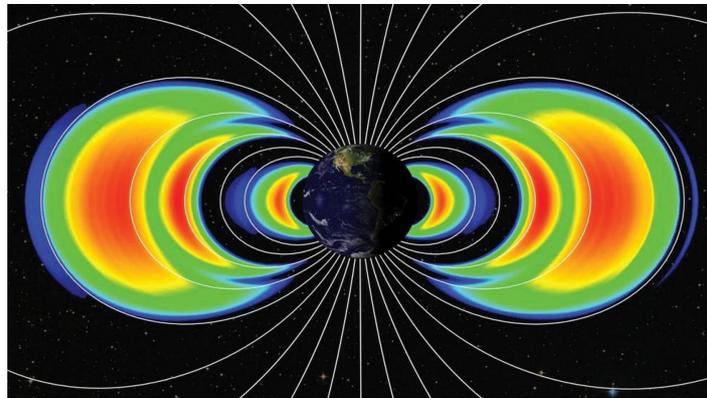


Figura 2: Cintures de Van Allen observados en 2012. [link](#)

Como se explicó anteriormente, en nuestra atmósfera hay una variación de la presión con la altura, consecuencia de la gravedad del planeta sobre las moléculas que conforman el aire. Podemos calcular esta variación de la presión con la altura mediante sencillos cálculos, aceptando algunas simplificaciones. Partimos de que $\rho(z)$ es la densidad del aire en función de la altura z . Podemos tomar la ecuación de estado del gas ideal, con el fin de relacionar densidad, presión y temperatura:

$$\rho(z) = \frac{M_{air} p(z)}{RT(z)} \quad (1)$$

Siendo $p(z)$ la presión en función de la altura y $T(z)$ la temperatura en función de la altura. M_{air} es la masa del aire, la cual aproximaremos por el valor de 28.97 kg/mol (masa molecular del aire seco). R es la constante de los gases, 8.31 J/(K mol) . Teniendo en cuenta el cambio

infinitesimal de la presión con la altura, obtenemos una ecuación diferencial de la forma:

$$\frac{d \ln(p(z))}{dz} = -\frac{M_{air}g}{RT(z)} \quad (2)$$

Vemos que la presión desciende con la altura. Al término $\frac{RT(z)}{M_{air}g}$ se le conoce como *altura de escala*. Considerando a la temperatura constante con la altura, obtenemos un valor de escala también constante (aproximadamente de un valor de 8 km) con el que al sustituir en la ecuación 2, podemos obtener una expresión para el cambio de la presión con la altura en los primeros kilómetros de la atmósfera:

$$p(z) = p(0)e^{-\frac{z M_{air}g}{RT}} = p(0)e^{-\frac{z}{8}} \quad (3)$$

Donde $p(0)$ es la presión al nivel del mar (i.e 1 atm). Con esta expresión, podemos hallar cómo varía la presión en función de la altura. Como indicamos previamente, el factor de escala tiene un valor aproximado de 8 km. Si sustituimos en la expresión 3 a dicha altura, obtenemos que por cada 8 km de altura que ascendamos, la presión disminuye un factor 2.7.

1.3. Composición de la atmósfera actual [2]

El aire que constituye nuestra atmósfera está fundamentalmente formado por gases, en una proporción relativa casi constante hasta más allá de la mesosfera. Los gases más abundantes son el nitrógeno y el oxígeno. En la siguiente tabla podemos ver la cantidad de estos gases en la atmósfera:

Componente	(Volumen ± 0.01) %
N_2	78.09
O_2	20.95
Ar	0.93
CO_2	0.03

Cuadro 1: Gases predominantes en nuestra atmósfera

Además de estos componentes, también se encuentran pequeñas cantidades de neón, helio, metano, criptón, hidrógeno, óxido de nitrógeno, xenón, ozono y amoníaco.

El vapor de agua es un componente muy relevante en nuestra atmósfera y su proporción es variable. Algunas zonas húmedas pueden tener hasta un 4% en vapor de agua, mientras que en zonas secas apenas hay concentración del mismo. El vapor de agua es más ligero que otros gases y al contrario de lo que cabría de esperar, la mayor concentración la encontramos en las capas más bajas de la atmósfera. Esto se debe a que la fuente principal de agua en nuestro planeta se encuentra en los océanos y mares, además de que las temperaturas en capas altas son tan bajas que el agua no puede encontrarse en estado gaseoso. Esta acumulación de vapor de agua en capas bajas es muy relevante en la vida en la Tierra, ya que todos los fenómenos meteorológicos son causados por esta característica.

Anteriormente se dijo que la concentración de gases en la atmósfera se mantiene constante, sin embargo, hay componentes que sufren el proceso de fotólisis¹, véase el ozono, que pueden acumularse en algunas de las diferentes capas atmosféricas. El ozono, tal y como se expuso en el apartado anterior, alcanza su pico de concentración en la estratosfera. En la troposfera,

¹Descomposición de una molécula debido a la acción de radiación UV.

los componentes que sufren fotólisis son el N_2 y el O_2 , por lo que hay una predominancia de especies ionizadas de los dos elementos en esta capa. Debido a la ionización de componentes, podemos clasificar a la atmósfera también según la presencia de especies ionizadas. La capa que se encuentra desde la superficie terrestre hasta los 70 km de altura, es la capa neutra, mientras que entre los 70 y 500 km de altura se encuentra la capa conocida como ionosfera, subdividida según las diferentes concentraciones de especies ionizadas, las cuales tienen capacidades de reflexión para distintas longitudes de onda de radio. En las horas de luz, las moléculas neutras se fotolizan, dando lugar a electrones y fragmentos cargados hasta dar con una concentración estacionaria de cargas. Por la noche sin embargo, como no hay apenas fotones, solo ocurre el proceso de recombinación (generando especies neutras).

2. Física de la atmósfera

El aire en la atmósfera es dinámico, lo que provoca distintos tipos de fenómenos y climas dependiendo de su comportamiento.

2.1. Balance energético [3]

Como todo cuerpo físico, el planeta Tierra y el Sol emiten radiación que podemos aproximar a la de un cuerpo negro. El espectro de un cuerpo negro solo depende de la temperatura y está determinado por la ley de Planck:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{hc/kT\lambda} - 1} \quad (4)$$

Esta ecuación determina la radiancia de un cuerpo negro a una determinada temperatura por cada longitud de onda λ .

Con el espectro de emisión, podemos hallar una buena aproximación de la temperatura del emisor haciendo uso de la Ley de Wien:

$$\lambda_{max} T = 2898 \mu m K \quad (5)$$

A esta temperatura T se la conoce también como *temperatura de color*.

La mayor parte de la energía solar emitida, procede de la superficie de la estrella, donde las temperaturas pueden alcanzar los 6000 K, (nuestro planeta tiene una temperatura superficial de 288 K). Mediante la expresión 5, podemos hallar la longitud de onda que emite nuestro Sol:

$$\lambda_{max} = \frac{2898 \mu m K}{6000 K} \quad (6)$$

$$\lambda_{max} \simeq 0.483 \mu m \quad (7)$$

Esta longitud de onda se encuentra en el espectro visible de los azules, pero es obvio que nosotros no vemos al Sol azul. La atmósfera, como dijimos antes, está conformada por diferentes moléculas que provocan una dispersión de la radiación que nos llega, desplazando entonces estas longitudes de onda azules a un espectro más anaranjado. Debido a la biología de nuestro ojo, los humanos captamos longitudes de onda cortas, favoreciendo esta visión de un Sol amarillo.

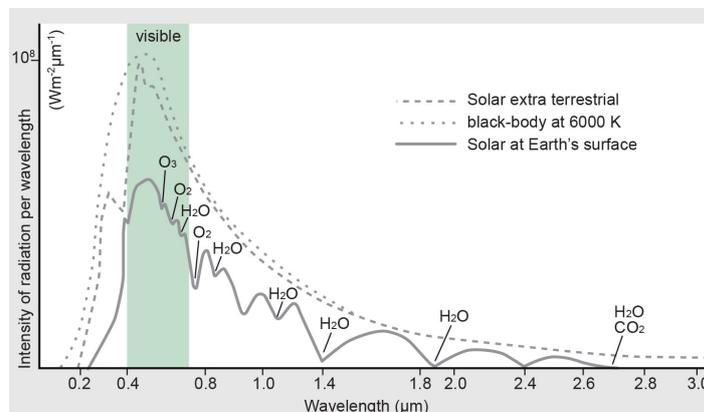


Figura 3: Espectro de cuerpo negro del Sol dentro y fuera de la atmósfera terrestre. [link](#)

La Ley de Stefan-Boltzman integra a todo el espectro (i.e. integración de 4 a todas las longitudes de onda) y nos da una temperatura efectiva:

$$E(T) = \sigma T^4 \quad (8)$$

Donde σ es la constante de Stephan Boltzmann ($\sigma = 5.67 \times 10^8 W m^{-2} K^{-4}$). Vemos entonces que el flujo total emitido por la superficie de cuerpo depende únicamente de la temperatura a la cuarta.

Si la Tierra no tuviese atmósfera, la energía que nos llegaría del Sol correspondería con $E_o = 1368 W m^{-2}$. El sistema Tierra-Sol está en un *equilibrio radiativo*, es decir, toda la energía que nos llega la reemitimos para que la temperatura se mantenga lo más estable posible. Calculamos entonces a qué temperatura nos encontraríamos actualmente si el planeta no contase con la atmósfera:

$$E_T = \sigma T^4 = \frac{E_o}{4} \quad (9)$$

$$T = 279 K \simeq 6^\circ C \quad (10)$$

El factor 4 por el que dividimos en la ecuación 9 es resultado de tener en cuenta solo los fotones que atraviesan la Tierra, aproximada como una esfera. La temperatura obtenida es mucho más baja que la media de temperaturas terrestres actuales, aproximadamente de $15^\circ C$. Es importante destacar que no estamos teniendo en cuenta el albedo, debido al cual parte de la radiación incidente es reflejada y no absorbida. Cambios muy pequeños de albedo pueden alterar la temperatura global notablemente. Teniendo en cuenta este factor obtendríamos:

$$E_T = \frac{(1 - A)E_o}{4} \quad (11)$$

Sustituyendo en 9 obtenemos la temperatura:

$$T = 255 K \simeq -18^\circ C \quad (12)$$

Como vemos, el albedo es el principal regulador de la radiación que llega a la superficie terrestre.

Anteriormente se utilizó el concepto de equilibrio radiativo. Este equilibrio puede darse por tres mecanismos de transporte energético: conducción, convección y radiación. La conducción hace referencia a la transferencia de energía mediante la interacción de moléculas. La convección implica el movimiento de masas de aire. En este mecanismo pueden darse transportes de grandes cantidades de calor latente, por lo que es el responsable de cambios bruscos de temperatura. La radiación es el mecanismo por el cual el calor acumulado de la superficie es enviado al espacio. Parte de la radiación infrarroja no llega a remitirse al espacio, ya que como vimos en la Figura 3, el agua y dióxido de carbono absorben en este espectro de radiación. Anteriormente calculamos que la temperatura del planeta sin atmósfera, teniendo en cuenta el albedo, rondaría los $-18^\circ C$. Debido a esta absorción de IR por parte del H_2O y CO_2 contamos con lo que se conoce como efecto invernadero, gracias al cual la temperatura media planetaria es de $15^\circ C$.

A continuación, va a ser explicado el modelo radiativo convectivo de transferencia de energía y temperatura vertical en nuestro planeta, relevante para entender el clima y el tiempo atmosférico. Simplificamos las capas atmosféricas a dos capas y una capa de superficie terrestre y asumimos que la atmósfera es perfectamente transparente a la radiación solar, es decir, calienta la superficie sin alterar las capas atmosféricas. La superficie terrestre transfiere energía

a las capas superiores de la atmósfera en forma de radiación termal de infrarrojo y de forma convectiva en forma de flujo de calor.

El modelo se basa en tres ecuaciones con tres incógnitas (las temperaturas) que describen la conservación de energía en cada capa.

Para describir la transferencia de energía dada en las diferentes capas, debemos asumir una serie de características de las mismas. En primer lugar, aceptamos que el planeta cuenta con solo dos capas atmosféricas isothermas. Estas capas están cumpliendo un equilibrio radiativo con la superficie, la cual se comporta como cuerpo negro. La atmósfera es transparente a la radiación solar. La radiación emitida por la capa inferior y la capa superior las denotaremos por ϵ_1 y ϵ_2 respectivamente. El albedo del planeta será expresado como α y el flujo de energía solar será S_0 . Denotaremos a las temperaturas como T_S , T_1 y T_2 a las temperaturas de superficie, capa inferior y capa superior. El flujo convectivo desde la superficie a la capa inferior de la atmósfera es designado por H_1 y el de la capa inferior a la superior, por H_2 .

En este modelo radiativo-convectivo no es posible el flujo convectivo desde la capa superior al exterior del planeta.

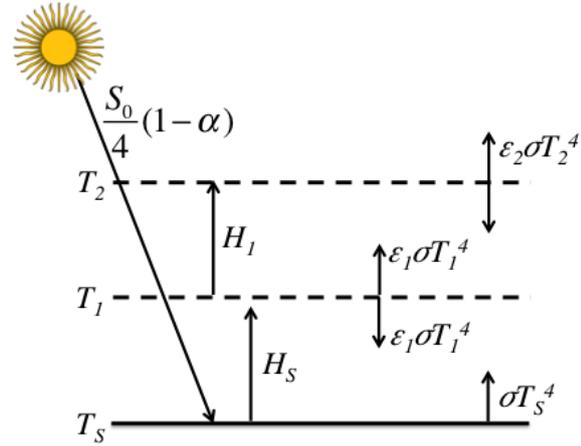


Figura 4: Modelo simplificado de la energía y temperatura vertical transferidas en un sistema como puede ser el planeta Tierra. [link](#)

Las capas atmosféricas del modelo son transparentes a la radiación solar, pero absorben una fracción ϵ_1 y ϵ_2 (capa inferior y capa superior respectivamente) de radiación infrarroja incidente. En este modelo, estamos teniendo en cuenta que la emisión de energía tiene un comportamiento isotrópico. La radiación termal sigue la Ley de Stefan-Boltzmann, σT_S^4 , por lo que la capa más cercana a la superficie emite de forma $\epsilon_1 \sigma T_1^4$ y la capa superior, $\epsilon_2 \sigma T_2^4$.

La Ley de Kirchoff nos indica que la energía absorbida es la misma que la energía emitida (es decir, que la expresión de la absorción sigue la Ley de Stefan-Boltzmann de la misma manera que en la emisión). Como la superficie es la de un cuerpo negro, absorbe toda la radiación que llega a la misma. La superficie absorbe la energía que le llega del Sol y la que le llega de las capas atmosféricas. Debemos tener en cuenta que la radiación de la capa superior es parcialmente absorbida por la capa inferior. Asumiendo que la superficie y las capas atmosféricas se encuentran en equilibrio radiativo, podemos expresar el flujo de radiación de la superficie terrestre y posteriormente, el flujo de radiación de las dos capas atmosféricas que conforman el modelo.

$$\frac{S_0}{4}(1 - \alpha) + \epsilon_1 \sigma T_1^4 + (1 - \epsilon_1) \epsilon_2 \sigma T_2^4 = \sigma T_S^4 + H_S \quad (13)$$

En esta ecuación aparecen los términos expuestos anteriormente. La energía del Sol absorbida por la superficie se corresponde con el factor $\frac{S_0}{4}(1 - \alpha)$; $\epsilon_1 \sigma T_1^4$ hace referencia a la energía proveniente de la capa más cercana a la superficie y $\epsilon_2 \sigma T_2^4$ es la energía de la capa más alejada, atenuada por la absorción de la capa inferior. Los términos de la izquierda representan la energía absorbida por la superficie, mientras que los términos de la derecha se corresponden

con la energía cedida o emitida por la misma a las capas superiores.

La superficie emite radiación a la capa más cercana como $\epsilon_1 \sigma T_1^4$. Esta capa también absorbe la energía de su capa superior, $\epsilon_1 \epsilon_2 \sigma T_2^4$. La capa superior absorbe una fracción de $\epsilon_2(1 - \epsilon_1) \sigma T_S^4$ y de la capa inferior, $\epsilon_1 \epsilon_2 \sigma T_1^4$. Recapitulando, las ecuaciones de radiación de las capas atmosféricas son:

$$\epsilon_1 \sigma T_S^4 + \epsilon_1 \epsilon_2 \sigma T_2^4 + H_S = 2\epsilon_1 \sigma T_1^4 + H_L \quad (14)$$

$$(1 - \epsilon_1) \epsilon_2 \sigma T_S^4 + \epsilon_1 \epsilon_2 \sigma T_1^4 + H_L = 2\epsilon_2 \sigma T_2^4 \quad (15)$$

Como vemos, tenemos un sistema de ecuaciones con las tres temperaturas como incógnitas. Podemos establecer una ecuación que represente el flujo de radiación en el planeta como conjunto.

$$\frac{S_0}{4} (1 - \alpha) = (1 - \epsilon_1) (1 - \epsilon_2) \sigma T_S^4 + \epsilon_1 (1 - \epsilon_2) \sigma T_1^4 + \epsilon_2 \sigma T_2^4 \quad (16)$$

El balance energético se da entre la radiación de infrarrojo emitida al exterior del planeta (OLR²) y la radiación solar absorbida por la superficie atmosférica (TOA³).

Aunque en posteriores capítulos serán analizados profundamente los modelos climáticos, vamos a ejemplificar diferentes situaciones con el fin de observar cómo, mediante las fórmulas expuestas, somos capaces de determinar las temperaturas tanto de las dos capas atmosféricas del modelo, como de la propia superficie terrestre ⁴:

Imaginémonos que estamos en nuestro planeta en un día nublado, concretamente con nubes altas. Traduciendo estos datos a términos físicos, $\epsilon_2 = 0.8$ y $\epsilon_1 = 0.6$ e introduciéndolos en las fórmulas, obtenemos una temperatura de $(306.2 \pm 0.1)K$ en la superficie y una temperatura de $(275.6 \pm 0.1)K$ en la capa más baja de la atmósfera. La capa atmosférica superior queda con una temperatura de $(243.0 \pm 0.1)K$.

Pongámonos ahora en un caso en el que ambas capas atmosféricas son cuerpos negros, es decir con un $\epsilon_2 = \epsilon_1 = 1$. La temperatura en la capa más alta de la atmósfera sería de $(256.5 \pm 0.1)K$ mientras que la de la superficie sería de $(341.3 \pm 0.1)K$. Esta diferencia se debe a que a medida que ascendemos verticalmente, se pierde temperatura.

Estudiemos qué pasa si ahora variamos la convección de la capa inferior de la atmósfera observamos que la temperatura en la superficie decrece, mientras que la temperatura en la capa superior se mantiene constante.

Factor de convección	$T_S \pm 0.1$	$T_2 \pm 0.1$
0	341.3	256.5
60	334.5	256.5
140	324.6	256.5
200	316.6	256.5

Cuadro 2: Variación de la temperatura en función del factor de convección de la capa baja a la capa alta

²OLR: Outgoing Longwave Radiation

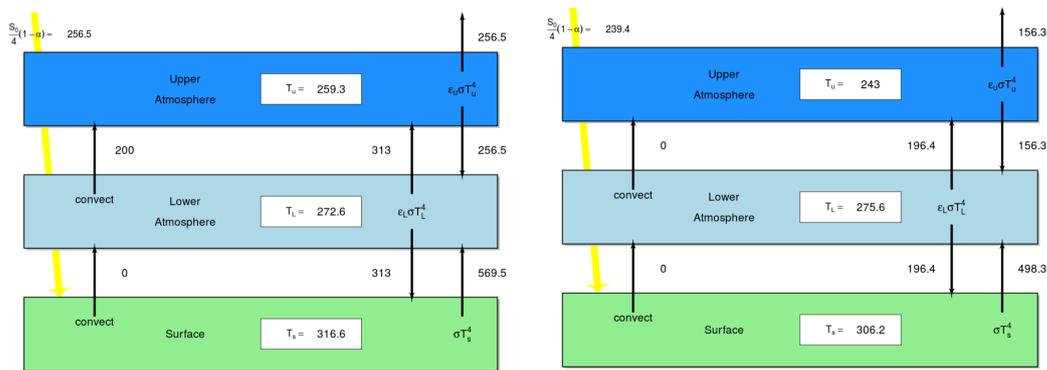
³TOA: Top Of the Atmosphere

⁴Los cálculos son realizados introduciendo los datos escogidos en la simulación [link](#), pero las situaciones, la introducción de los datos y el análisis de los resultados son de autoría propia.

Lo que ocurre al aplicar un factor de convección, es que la materia que compone la capa comienza a moverse, por lo que dicha capa ya no es estable y compacta, provocando un cambio en la incidencia de energía en la superficie. La energía ya no es emitida de forma directa, si no que lo hace en diferentes direcciones, algunas de las cuales ni siquiera llegan a incidir en la propia superficie. Esto hace que la temperatura en la superficie decrezca a medida que esta convección aumenta, pero no provoca ningún cambio en la capa superior, ya que a ella no le llega radiación emitida de la capa inferior.

El agua tiene un papel de autorregulación muy relevante en esta situación. Cuando aumenta la temperatura, el agua tiene una mayor capacidad de evaporación, lo que genera nubosidad en las capas más bajas de la atmósfera. Si se da el caso en el que las nubes no se mueven (es decir, no hay convección), la radiación es emitida a la superficie de forma directa. Sin embargo, si hay viento y las nubes se mueven (convección), la radiación no es emitida de forma directa y las temperaturas en la superficie son suavizadas y los cambios entre el día y la noche no son extremos.

Haciendo una breve comparación entre los dos casos ejemplificados, observamos que en el caso de nubosidad las temperaturas son más suaves que en el caso de capas opacas, ya que la humedad y el albedo de las nubes contribuyen a la dispersión de la radiación emitida.



(a) Capas opacas con convección en la capa baja (b) Capas “realistas” con nubosidad en la capa alta

Figura 5: Dos situaciones ejemplificadoras del modelo de de dos capas. [link](#)

2.2. Dinámica de la atmósfera

Las fuerzas reales que debemos tener en cuenta para describir la dinámica atmosférica son la gravedad, la fricción del aire con la superficie terrestre y el gradiente de presión, (componente de la gravedad efectiva en el plano del campo de presiones).

Debido a la rotación de la Tierra, la gravedad que percibimos es la efectiva por efecto de la fuerza centrífuga:

$$\vec{g} = \vec{g}_0 + \Omega^2 \vec{R}_A \quad (17)$$

Donde \vec{g}_0 es la verdadera atracción de la gravedad y $\Omega^2 \vec{R}_A$ se debe al efecto de la fuerza centrífuga que ocasiona un achatamiento en los polos. El efecto de la fricción solo se tiene en cuenta cerca de la superficie, ya que su efecto sí es comparable con la gravedad efectiva y el gradiente de presión. Esta fuerza de fricción es siempre opuesta a la dirección del viento en la superficie.

La fuerza del gradiente de presión se interpreta de forma:

$$\vec{B} = \Delta\Phi \quad (18)$$

Su dirección va desde las altas presiones a bajas de forma perpendicular a las isobaras. Esta fuerza es la causante principal del viento.

2.2.1. Efecto Coriolis

La rotación de nuestro planeta afecta al movimiento de aire. El efecto Coriolis aparece cuando hay una velocidad de rotación. Podemos describir este efecto mediante un sistema de referencia no inercial (i.e nosotros dentro de la Tierra, rotando con ella). Las coordenadas espaciales teniendo en cuenta este sistema toman la forma:

$$\frac{d}{dt}\hat{i}' = \vec{\omega} \times \hat{i}' \quad (19)$$

$$\frac{d}{dt}\hat{j}' = \vec{\omega} \times \hat{j}' \quad (20)$$

$$\frac{d}{dt}\hat{k}' = \vec{\omega} \times \hat{k}' \quad (21)$$

Derivando dos veces componente a componente llegamos a una relación con la aceleración:

$$\vec{a}' = \vec{a} - (\vec{A} + \vec{\alpha} \times \vec{r} + \vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r}')) - 2(\vec{\omega} \times \vec{r}') \quad (22)$$

Donde \vec{a}' es la aceleración relativa, \vec{a} es la aceleración absoluta, $(\vec{A} + \vec{\alpha} \times \vec{r} + \vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r}'))$ representa la aceleración de arrastre y $2(\vec{\omega} \times \vec{r}')$ la aceleración de Coriolis.

El efecto Coriolis en el sistema terrestre viene expresado por la fórmula general:

$$\vec{a}_C = -2\vec{\omega} \times \vec{v} = -2\vec{\omega} \begin{pmatrix} v_u \cos\varphi - v_n \sin\varphi \\ v_l \sin\varphi \\ v_e \cos\varphi \end{pmatrix} \quad (23)$$

Donde v_u , v_n , v_e hace referencia a las velocidades del aire en dirección perpendicular a la superficie, norte y este. φ hace referencia a la latitud. Si solo nos referimos a la superficie, podemos determinar el parámetro de Coriolis:

$$f = 2\omega \sin\varphi \quad (24)$$

Al ser dependiente de la latitud, el efecto Coriolis es máximo en los polos y se anula en el ecuador. Este efecto se manifiesta girando el aire hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur.⁵

2.3. Sistemas estables e inestables

Podemos hablar de estabilidad cuando la masa de aire no es capaz de desplazarse verticalmente, debido al gradiente de temperaturas que hay entre dicha masa de aire y el aire que la rodea. Si la masa de aire se encuentra a temperaturas inferiores al aire que la rodea, no es capaz de ascender, ya que su densidad es superior. Ocurre lo mismo con un desplazamiento hacia abajo, si la masa de aire se encuentra a temperaturas mayores que el aire que la rodea, no descenderá, ya que la masa es más ligera que el aire del entorno. En resumen, se da estabilidad si la masa de aire no es capaz de desplazarse verticalmente y si lo hace debido a

⁵Las ecuaciones y cálculos tratados en este apartado son referidos solo al hemisferio norte.

causas externas, vuelve a su estado inicial en poco tiempo.

Aparece la inestabilidad cuando al ser desplazada verticalmente, la masa de aire no regresa a su posición inicial, sucediendo bajo la misma lógica que en el caso de estabilidad. Mientras que el aire de alrededor se encuentre más caliente que la masa de aire, esta última no puede desplazarse hacia arriba, pero sí puede hacerlo hacia abajo. De igual forma sucede con el movimiento ascendente si el aire que rodea a la masa es más frío y denso que la misma. Puede darse el caso en el que la masa de aire desplazada alcance el equilibrio en la nueva posición, se dice entonces que es un sistema indiferente. Esto sucede cuando la masa de aire alcanza la misma densidad que el aire de su entorno, lo que implica una misma temperatura. A estos movimientos descritos de aire ligero y caliente que asciende, se enfría, se vuelve más denso y vuelve a descender, comenzando de nuevo el ciclo, se le conoce como corrientes convectivas.

2.4. Vientos y corrientes del aire [4]

En la troposfera se encuentran distintas masas de aire que se desplazan tanto horizontal como verticalmente, cada una con características de temperatura, humedad y composición individuales. Estas masas de aire son clave a la hora de distribuir la radiación solar que nos llega del Sol.

Los vientos (desplazamientos horizontales del aire) varían de forma local, dependiendo del día, la estación del año, las temperaturas y otros factores que provocan un movimiento de las masas de aire. El desplazamiento ocurre desde altas presiones a bajas presiones. Mediante un promedio, podemos observar los vientos a escala global. A esto se le conoce como *Circulación general de la atmósfera*. Esta circulación no es igual en todas las partes del planeta. Viene determinada por la rotación terrestre, las diferencias de temperatura según la latitud en la que nos encontremos y en la presencia de masas continentales.

La causa principal de estos desplazamientos es la variación de la temperatura de la superficie terrestre. Aunque anteriormente indicamos que la temperatura global se mantiene constante debido al equilibrio radiativo, este intercambio de energía no es uniforme, está fuertemente condicionado por la latitud. En los polos se da una pérdida de energía mientras que en los trópicos se produce una ganancia. Para equilibrar estas diferencias de energía, la atmósfera transporta aire templado procedente de los trópicos, a los polos, mientras que desde éstos últimos, se produce un traslado de aire frío hacia los trópicos. Las líneas del mapa

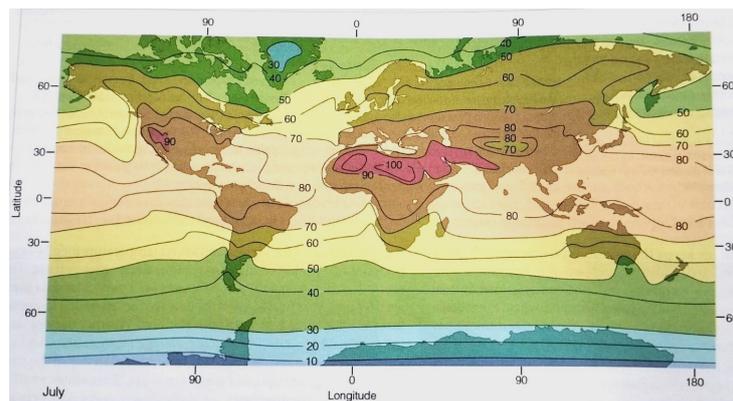


Figura 6: Temperatura del aire en un mes de verano, (las temperaturas de Antártica Central no son visibles en este mapa) [3].

son isotermas. A medida que ascendemos en la atmósfera, la temperatura del aire decrece, por eso ciudades que se encuentran muy elevadas con respecto al nivel del mar tienen temperaturas más frías que ciudades de costa. Observamos que las isotermas se orientan de este a oeste, lo que indica que territorios con misma latitud reciben una cantidad equivalente de

radiación solar. La temperatura disminuye desde zonas de menor latitud a zonas de mayor latitud, (es decir, desde el ecuador hacia los polos). En el mapa se ejemplifica este fenómeno, vemos que en las zonas subtropicales del hemisferio norte las temperaturas promedio son más altas que las de los trópicos.

Estos desplazamientos del aire se basan en procesos de expansión y compresión adiabáticos. Cuando una masa de aire asciende, la presión disminuye y se expande adiabáticamente enfriándose. En el descenso de una masa de aire, lógicamente ocurre lo contrario. La presión aumenta en una compresión adiabática y la temperatura asciende. En estos casos que parecen tan sencillos, cabe destacar que nos estamos centrando en un tipo de aire concreto, el aire seco, es decir, con una humedad relativa menor al 100 %. Si la masa de aire en vez de ser seca, es saturada, los movimientos tienen más complejidad, ya que está presente el calor latente (en el ascenso) y la capacidad calorífica (en el descenso) del vapor de agua, provocando que el cambio de temperaturas debido a la expansión o compresión se produzca de forma más lenta.

Pongamos que el aire saturado asciende. En la ascensión se va enfriando lentamente, provocando una condensación del vapor de agua que contiene. Esto produce la formación de gotas que pueden terminar por precipitar en la superficie en forma de lluvia. Distintas masas de aire pueden converger, y puesto que están a distintas temperaturas, presiones y humedades, dan lugar a lo que conocemos como frentes. Los frentes pueden ser cálidos, fríos, ocluidos o estacionarios. En el frente cálido, la masa de aire a más temperatura se superpone a la fría, siendo en caso contrario en el frente frío. En el frente estacionario no hay superposición de ninguna de las dos masas, aunque es posible que evolucione a un frente cálido o frío dependiendo de cual de las dos masas comience a activarse. En el frente ocluido, la masa de aire frío alcanza la masa de aire caliente, produciéndose la mezcla de ambos frentes.

La circulación de vientos planetaria ha sido modelada de diferentes maneras. A continuación, vamos a estudiar algunos de los modelos más relevantes.

2.4.1. *Single-Cell Model* o Modelo de Célula Única

Para la explicación de este modelo, debemos tomar las consideraciones de que:

- La superficie terrestre está cubierta de agua de forma uniforme, con el fin de que no haya diferencias de temperatura entre agua y tierra.
- El Sol está radiando de forma continua y directa sobre el ecuador, de forma que no haya ningún desplazamiento del viento en las diferentes estaciones del año.
- La Tierra no rota, con el objetivo de eliminar el efecto de Coriolis y solo tener una dependencia del gradiente de presión.

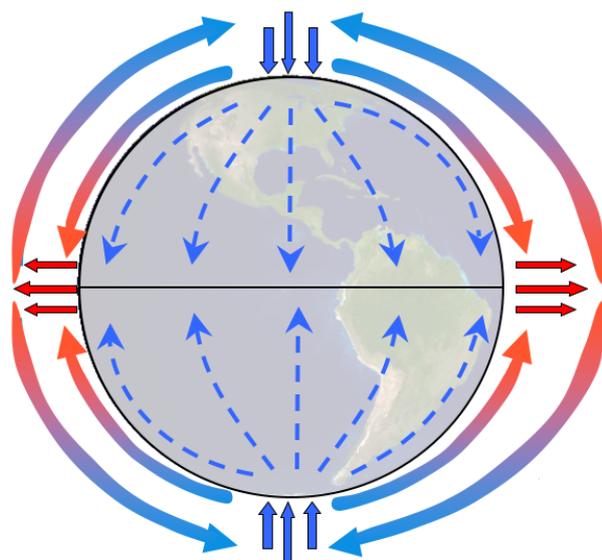


Figura 7: Circulación general del aire en una Tierra sin rotación y completamente cubierta de agua. [link](#)

A estas células de circulación de aire también se las conoce como *Células de Hadley*. Como vemos, el aire frío de los polos se desplaza hacia el ecuador, donde el aire es calentado por la radiación directa del Sol, ascendiendo y dejando una zona de bajas presiones. En los polos, el aire no asciende debido a las bajas temperaturas, lo que se traduce en regiones de altas presiones. De esta forma, se satisface el principio que establecimos anteriormente, donde el aire se desplaza de altas a bajas presiones. Este modelo da una visión simple del flujo de viento, sin embargo, las simplificaciones realizadas son demasiado restrictivas como para explicar el verdadero movimiento del aire en el planeta. Aunque es útil como visión global de los primeros principios, modelos más complejos logran una semejanza con la realidad mucho más cercana.

2.4.2. *Three-cell model* o modelo de Tres Células

Este modelo contempla la rotación planetaria, por lo que se produce una fragmentación de la célula única del modelo anterior en tres células distintas. El modelo *Three-cell* es más complejo y completo que el modelo *Single-cell* pero aún guarda similitudes relevantes. Para empezar, la incidencia radiativa sigue siendo mayor en las zonas del ecuador y trópicos que en los polos. Además, las altas presiones se localizan en los polos mientras que las bajas se encuentran en las zonas ecuatoriales, debido a las temperaturas respectivas del aire. En la siguiente imagen, podemos apreciar los movimientos del viento en el planeta según este modelo:

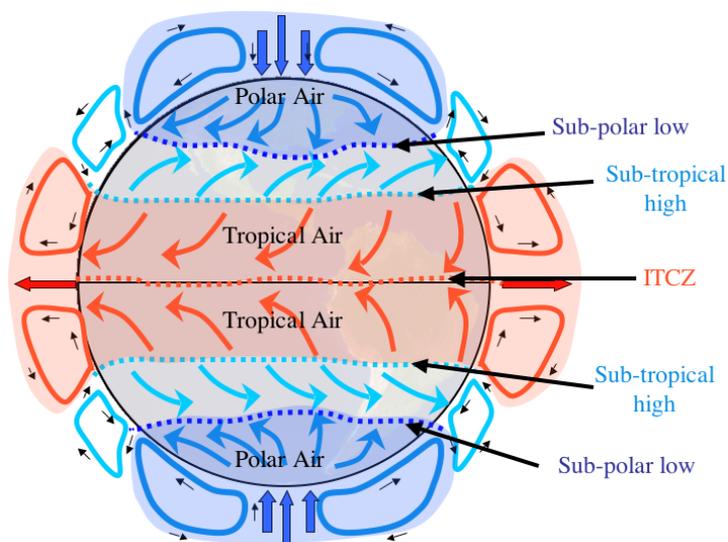


Figura 8: Circulación general del aire [link](#)

En el ecuador planetario, el aire es más cálido debido a la alta incidencia radiativa, por lo que el gradiente horizontal de presión es débil y los vientos son leves. Este aire caliente es además húmedo, por lo que al ascender en la troposfera se generan grandes estructuras nebulares, pudiendo degenerar en gigantes torres convectivas que desencadenen fuertes temporales. Entre el ecuador y una latitud de 30° se encuentra la Célula de Hadley, mencionada en el modelo de célula simple. Al igual que ocurría en el modelo simplificado de célula única, el aire cálido tiende a desplazarse desde los trópicos hacia los polos, mientras que el aire frío procedente de los mismos viaja hacia el ecuador, con el fin de mantener un equilibrio radiativo planetario. Esto hace que se genere un cinturón de baja presión a ambos lados del ecuador, atrayendo masas de aire húmedo procedentes de las zonas subtropicales. Como consecuencia, en estas regiones subtropicales se origina un nuevo cinturón, esta vez de altas presiones, comúnmente conocidos como *Horse Latitudes* o anticiclones tropicales. En estas zonas las precipitaciones son muy escasas y el aire es seco, por lo que no es coincidencia que a estas latitudes se encuentren los grandes desiertos del Sáhara y del Sonoran.

La zona donde convergen los vientos alisios del norte con los del sur es conocida como la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). En esta región de bajas presiones se da una convergencia de aire cálido y húmedo, generando unas corrientes de aire ascendente y formando nubosidad que puede desencadenar en precipitaciones torrenciales. El viento suave viaja hacia los polos desde los 30° de latitud, encontrándose con el aire frío que viaja desde los mismos hacia las zonas tropicales. Lo curioso en este encuentro es que no se da una mezcla térmica de los vientos, sino que se genera un frente, concretamente el *frente polar*, produciendo cambios bruscos en las características del aire.

Como resumen, vemos que en nuestro planeta hay dos regiones principales de altas presiones y dos regiones principales de bajas presiones. Las altas presiones se localizan en torno de los 30° de latitud y en las zonas polares. Las bajas presiones se encuentran en el ecuador y en latitudes de 60° , en la proximidad del frente polar.

Podemos también observar una tendencia clara del movimiento de los vientos atendiendo al modelo de tres células. Los vientos alisios se desplazan desde las zonas subtropicales al ecuador, los vientos polares del este desde los polos hacia el frente polar. Los vientos del oeste viajan desde las zonas subtropicales al frente polar.

A pesar de que el modelo *Three-Cell* se asemeje bastante a lo que ocurre en la realidad, hay ciertas discrepancias que no podemos ignorar. Basta con darse cuenta de que en la realidad, los vientos en las latitudes medias soplan desde el oeste, mientras que en el modelo lo hacen desde el este.

2.5. Borrascas, viento geostrófico y anticiclones

A pesar de tener un sólido esquema de los vientos planetarios según las latitudes y presiones registradas, podemos observar que determinar el tiempo en una determinada región no siempre cumple lo esperado. Existen estructuras capaces de cambiar lo esperado en una región, denominadas como borrascas y anticiclones.

Una borrasca se forma cuando aire cálido, y por lo tanto ligero, asciende desde la superficie, dejando un espacio vacío que no tarda en estar nuevamente llenado por aire frío procedente de los alrededores. En el hemisferio norte, este movimiento del aire se traduce en un desplazamiento del exterior hacia el núcleo de la borrasca en sentido positivo. Se da el equilibrio una vez que la componente de la fuerza de Coriolis y la de rozamiento tienen igual módulo

pero sentido negativo al gradiente de presiones.

Al alejarnos de la superficie terrestre, la fuerza de rozamiento va perdiendo intensidad hasta llegar a desaparecer, (entre los 600-800 m de altura). Esto hace que el equilibrio se restablezca únicamente entre la fuerza de Coriolis y el gradiente de presión horizontal. En esta situación, el viento se mueve de forma perpendicular al gradiente de presiones horizontal y gira en sentido negativo desde la superficie (zona de fricción y rozamiento) hasta los 600-800 m de altura, aumentando de velocidad. Hablamos de *viento geostrófico* cuando la fuerza de rozamiento es despreciable y el viento únicamente se mueve debido a las isobaras. Este viento se desplaza hacia el Oeste. Las ecuaciones que describen el movimiento geostrófico son:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial\Phi}{\partial x} + f v \quad (25)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\partial\Phi}{\partial y} - f u \quad (26)$$

Siendo v y u las velocidades en dirección Norte-Sur y Oeste-Este respectivamente. f es la constante de Coriolis 2 Ω y Φ es el geopotencial.

En el caso más estable, el movimiento es puramente horizontal, es decir, paralelo a las isobaras:

$$\frac{du}{dt} = 0 \quad (27)$$

$$\frac{dv}{dt} = 0 = -\frac{\partial\Phi}{\partial y} - f u \quad (28)$$

Despejando u , obtenemos la ecuación de la velocidad horizontal geostrófica:

$$u_g = -\frac{\Delta\Phi}{f\Delta y} \quad (29)$$

Expresando la velocidad geostrófica en coordenadas naturales obtenemos:

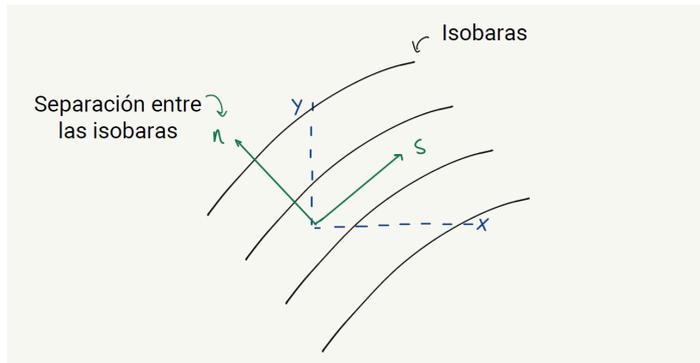


Figura 9: Diagrama del movimiento del viento a través de las isobaras en coordenadas naturales. Diagrama de autoría propia.

$$\frac{dv_g}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial s} \quad (30)$$

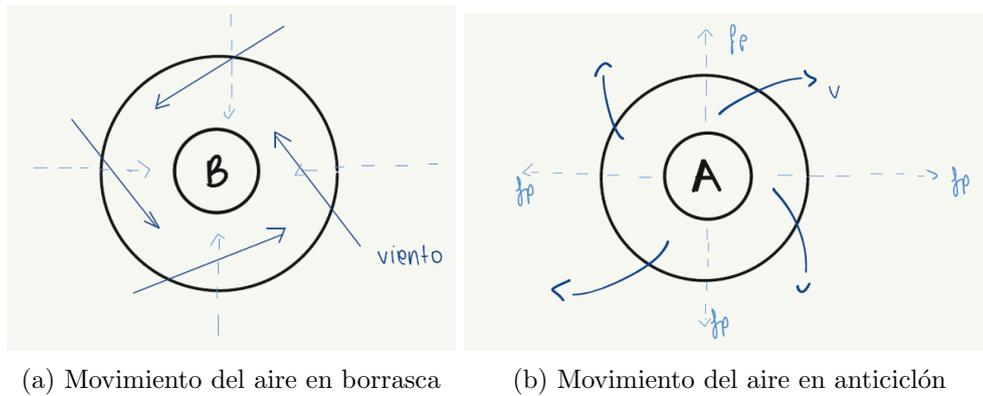
$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} - f v_g \quad (31)$$

Como el movimiento es paralelo a las isobaras, no hay aceleración y el viento geostrófico es constante en la dirección del flujo. Finalmente podemos describir el módulo del viento geostrófico como:

$$v_g = -\frac{\Delta\Phi}{f\Delta n} \quad (32)$$

Donde Δn es la variación de la variable v_g .

En los anticiclones el viento se mueve de forma contraria que en las borrascas, ya que su núcleo encierra altas presiones en vez de bajas. El viento tiene un movimiento divergente, es decir, de dentro hacia afuera en sentido negativo (en el hemisferio norte). La estructura de un anticiclón se basa en el descenso de aire denso hacia la superficie terrestre, donde se calienta adiabáticamente, haciendo que el aire sea más seco y caliente, y por ende, haya estabilidad. El ambiente, al tener estas características, impide la formación de nubes bajas, y suele favorecer cielos despejados o de nubes altas y dispersas.



(a) Movimiento del aire en borrasca

(b) Movimiento del aire en anticiclón

Figura 10: Movimientos del aire en borrascas y anticiclones. Diagramas de autoría propia.

3. Clima

El clima trata del estudio estadístico de elementos variables, tales como temperatura, humedad, presión, precipitación y horas de insolación, así como de la frecuencia e intensidad con que estos se dan en una determinada región. Para establecer el clima en un lugar y que los datos sean representativos, es necesario un período mínimo de 30 años⁶ en el que pueda concretarse la tendencia del clima regional.⁷

Algunos de los parámetros climáticos que se tienen en cuenta a la hora de analizar el clima son:

- Distribución de tierra y agua en la superficie terrestre
- Latitud y altitud
- Intensidad de radiación solar y su variación con la latitud
- Corrientes oceánicas
- Vientos
- Barreras geográficas
- Altas y bajas presiones

Podemos clasificar el clima según la extensión que ocupa. Un *microclima* hace referencia a un clima muy cercano a la superficie terrestre, en una zona de poca extensión, donde las propiedades climáticas permanecen constantes. Cuando examinamos un área del planeta (bosques, valles, playas) estamos hablando de *mesoclima*. El clima de regiones de mayor superficie, como pueden ser países o estados, es denominado *macroclima*. Finalmente, el clima extendido a todo el planeta, recibe el nombre de *clima global*.

3.1. Sistema climático[5]

El clima depende de procesos atmosféricos y físicos, químicos y biológicos. El sistema climático de nuestro planeta lo constituye la interacción entre atmósfera, criosfera, litosfera, hidrosfera y biosfera.

La hidrosfera regula la temperatura terrestre mediante la acumulación de dióxido de carbono y conservación de la mayor parte de la biosfera microscópica. La criosfera es la responsable de las corrientes termohalinas y del aumento del albedo terrestre. La criosfera también protege la vida subacuática. La litosfera se encuentra conformada por los accidentes geográficos, que actúan como barreras físicas para los diferentes fenómenos meteorológicos (como el efecto Föhn). Además, la tectónica de placas hace que los continentes cambien de distribución, provocando obviamente cambios climáticos importantes a lo largo de la historia, así como la liberación o captación de gases de efecto invernadero. En la sección 1.1, hemos visto ejemplos en los que debido a la actividad tectónica, el planeta cambia sus condiciones climáticas radicalmente a nivel global. En la biosfera se encuentran las plantas, moderadoras del clima mediante la generación de oxígeno y captación y acumulación de dióxido de carbono. La biosfera se subdivide en oceánica y terrestre.

⁶Es el período regido por la OMM (Organización Meteorológica Mundial).

⁷Hablar de clima no es lo mismo que hablar del tiempo, ya que éste solo describe las condiciones a corto plazo en una determinada región.

Las interacciones entre los diferentes sistemas tienen lugar mediante el intercambio y flujo de energía. Como vimos en el capítulo anterior 2, el sistema climático de nuestro planeta se basa en el equilibrio energético entre la absorción de radiación solar y la emisión de radiación infrarroja al espacio. Estos componentes climáticos influyen en la composición atmosférica terrestre, modulando esta absorción y emisión de energía, además de distribuir el calor de forma horizontal y vertical de una región a otra mediante las corrientes oceánicas y los vientos.

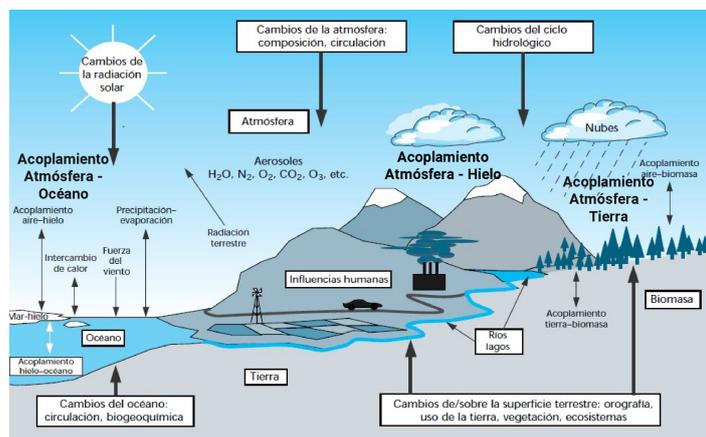


Figura 11: Componentes del sistema climático [5]

En esta imagen vemos representado el sistema climático y las interacciones, ya explicadas entre sus componentes. Estas interacciones son producto de la tendencia natural del planeta a mantener sus características en equilibrio. Como hemos visto en el capítulo 1.1, el estado en equilibrio no siempre significa lo mismo (hemos pasado por muchos climas globales diferentes, todos ellos con sus características de equilibrio distintas) y en cortos periodos de tiempo, pueden producirse desequilibrios importantes. Un ejemplo de estos desequilibrios lo podemos observar hoy en día con la emisión de gases de efecto invernadero que los seres humanos expulsamos a la atmósfera de forma continuada, haciendo que la atmósfera se caliente y el equilibrio se rompa. Hasta la Revolución Industrial, los niveles de dióxido de carbono expulsados a la atmósfera estaban en equilibrio gracias a su absorción en el proceso de fotosíntesis de las plantas. Sin embargo, actualmente, la concentración de este gas aumenta en cantidades tan grandes que las plantas no pueden reabsorberlo a un ritmo lo suficientemente rápido como para que el planeta se mantenga en equilibrio.

Se habla de retroalimentación cuando un cambio en una variable A produce un cambio en una variable B, que consecuentemente vuelve a variar A. Un ejemplo de retroalimentación es la cantidad de vapor de agua en la atmósfera. Al subir las temperaturas en una región, el vapor de agua aumenta su concentración, provocando un aumento mayor de temperaturas. Este fenómeno se conoce como retroalimentación positiva, ya que la variable A (aumento de temperatura), ha sido amplificada por la variable B (aumento en la concentración de vapor de agua). También pueden darse retroalimentaciones negativas si lo que sucede es que la variable inicial se ve reducida.

3.1.1. Ciclos biogeoquímicos

Los seres vivos necesitamos de sustancias químicas que no siempre se encuentran en formas utilizables. Estos elementos y sustancias son reciclados en los ciclos biogeoquímicos, donde mediante la interacción de la litosfera, biosfera, hidrosfera y atmósfera son movidos por nuestro planeta, cambiando a formas útiles para los organismos vivos.

Podemos destacar cinco ciclos biogeoquímicos: el ciclo del carbono, el ciclo del nitrógeno, el ciclo hidrológico, el ciclo del fósforo y el ciclo del azufre. En este trabajo, solo abordaremos los dos ciclos principales, los ciclos del carbono y del agua.

El **ciclo del carbono** es un proceso natural de reorganización de la concentración del carbono en la naturaleza.

Los seres vivos (plantas y animales), desprendemos dióxido de carbono mediante la exhalación. Parte de ese dióxido de carbono es reabsorbido por plantas y algas mientras que, la otra parte va directamente a la atmósfera y a las plantas y algas, las cuales reabsorben este dióxido de carbono en el proceso de fotosíntesis, transformando la molécula inorgánica en carbono orgánico. De esta forma, se vuelve aprovechable para el resto de seres vivos.

Además de expulsar dióxido de carbono mediante la respiración, los seres vivos emitimos otros gases a la atmósfera, como puede ser el metano. Tanto las plantas como los animales pierden restos (hojas, pelos, etc) que son biomoléculas en descomposición y constituyen una fuente de carbono relevante en los suelos y mares. Estas fuentes de carbono son nuevamente aprovechadas por las plantas y las algas.

En la Figura 12, podemos encontrar las diferentes concentraciones de carbono en nuestro planeta. Como vemos, siempre se mantiene un equilibrio entre el carbono que entra y el que sale en cada parte del ciclo. Los números que se encuentran entre paréntesis representan los depósitos de carbono en esa parte del sistema. Los números en rojo son las emisiones de carbono producidas por el ser humano únicamente. Este ciclo ha estado manteniendo el equilibrio de concentración de carbono hasta hace relativamente muy poco. Con la Revolución Industrial del siglo XIX comenzó a verse un desequilibrio. El problema con el que nos encontramos es que el tiempo de duración del ciclo no es tan rápido como para poder reabsorber la cantidad tan grande de CO_2 que expulsamos.

En el **ciclo del agua**, también conocido como ciclo hidrológico, el agua de nuestro planeta circula de un sistema a otro cambiando de estado físico (líquido, sólido y gaseoso) con el fin de mantenerse en equilibrio.

Este ciclo tiene diferentes procesos de transporte y transformación del agua, muy sensibles a las condiciones atmosféricas y climáticas del lugar en el que se encuentre. Además, es un sistema cerrado, donde no hay pérdidas, solo redistribución o cambio de estado. Comenzamos explicando la evapotranspiración como primer proceso del ciclo.

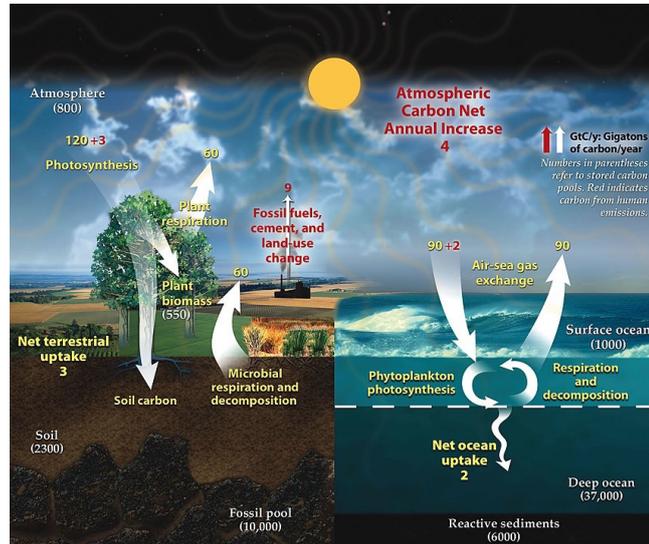


Figura 12: Ciclo del carbono en la Tierra [link](#)

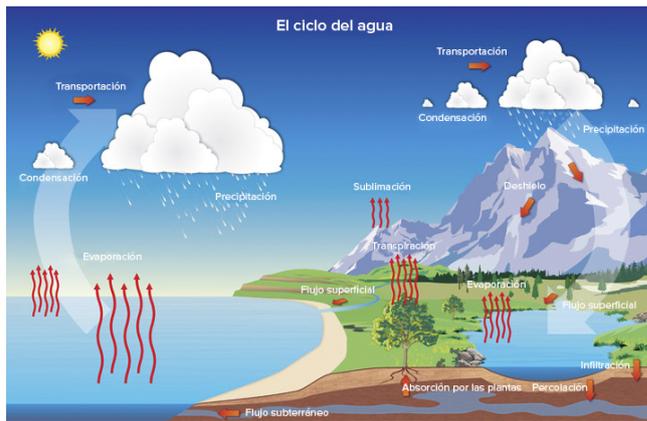


Figura 13: Ciclo del agua en la Tierra [link](#)

La evapotranspiración está constituida por dos procesos, la evaporación y la transpiración. El primero de ellos consiste en que la radiación solar calienta el agua líquida de mares y ríos provocando que las moléculas de agua rompan sus enlaces y pase a estar en estado gaseoso. Este vapor de agua llega de forma directa a la atmósfera. En el proceso de transpiración, el agua líquida pasa a estado gaseoso por la acción de las plantas y de la sudoración animal. En la evaporación, el agua sufre una purificación, lo que la hace nuevamente útil para los organismos cuando regrese nuevamente a la biosfera. El siguiente proceso del ciclo es la condensación, donde el vapor de agua que ha ascendido a la atmósfera comienza a condensarse debido a los cambios de presión y temperatura, formando las nubes, que se desplazan por la atmósfera movidas por los vientos. Estas nubes pueden dar lugar a precipitaciones, donde el agua vuelve a la superficie terrestre en forma líquida, en el caso de la lluvia o en estado sólido, en caso de nieve o granizo.

Mediante la infiltración, el agua se traslada por ríos y mares a lo largo de la superficie terrestre. Gran parte del agua de la superficie es filtrada debido a la porosidad de los distintos suelos y rocas y llega a los acuíferos subterráneos.

El agua en nuestro planeta tiene diferentes distribuciones. El 97.5% del agua es salada. Por otra parte, el 99% del agua dulce se encuentra atrapada en forma de hielo en el subsuelo, por lo que los seres vivos nos quedamos con un escaso 1% de este agua aprovechable.⁸

El ciclo del agua puede considerarse como el más relevante de los ciclos biogeoquímicos, ya que favorece la circulación de elementos como el carbono, nitrógeno, fósforo y azufre en su reubicación en los sistemas.

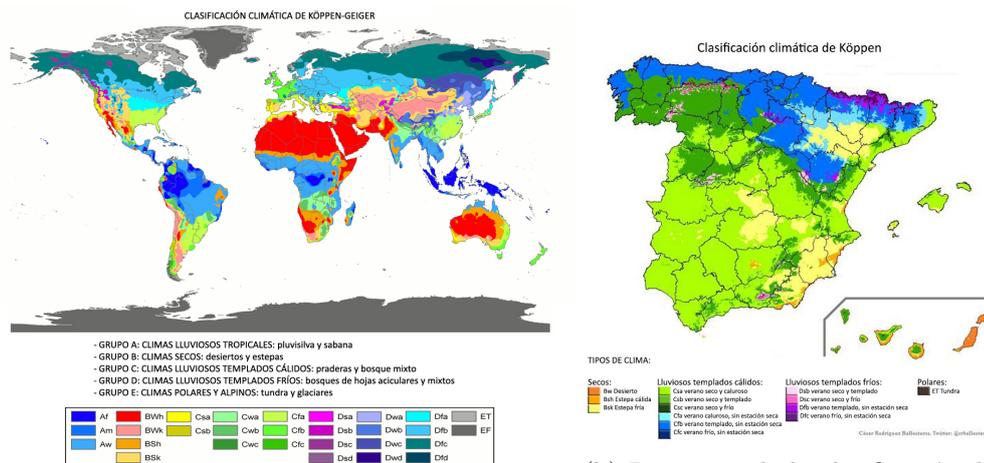
3.2. Clasificación de los climas. Clasificación de Köppen

Esta clasificación divide a los climas del planeta en 5 grupos que, a su vez, se subdividen según la temperatura, precipitación y humedad. Atendiendo a las temperaturas, se pueden clasificar como:

- Climas tropicales (A):
 - Ecuatorial (Af): no tiene estaciones, es lluvioso y con temperaturas altas.
 - Monzónico (Am): temperaturas cálidas durante todo el año con una marcada estación seca seguida de una de fuertes lluvias.
 - Sabana (Aw, As): temperaturas cálidas anuales con una estación seca.
- Climas secos (B):
 - Estepario seco (Bsh): la evaporación es superior a la precipitación, ya que hay una importante escasez de precipitaciones. Las temperaturas superan los 18°C durante todo el año, con inviernos suaves y veranos calurosos.

⁸Porcentajes obtenidos en [link](#)

- Estepario frío (Bsk): igual que el estepario seco, pero con temperaturas anuales que no superan los 18°C. Los inviernos en este caso son muy fríos y los veranos templados.
 - Desértico frío (Bwk): veranos cálidos e inviernos muy fríos, ambos con escasas precipitaciones.
 - Desértico cálido (Bwh): en estas regiones se han registrado las temperaturas más cálidas del planeta. Los veranos son extremadamente calurosos, mientras que los inviernos son suaves. Por las noches es posible alcanzar temperaturas de hasta 0°C. Hay escasas precipitaciones durante todo el año.
- Climas templados (C):
- Oceánico (Cfb): veranos frescos e inviernos fríos con precipitaciones distribuidas durante todo el año.
 - Oceánico frío (Cfc): inviernos fríos y ausencia de verano. Lluvias durante todo el año.
 - Mediterráneo (Csa): veranos cálidos y secos e inviernos templados. Es en invierno cuando se registra una mayor precipitación.
 - Mediterráneo de veranos frescos (Csb): veranos secos y frescos e inviernos templados o fríos. La época de precipitación es predominante en invierno aunque puede darse en estaciones intermedias.
 - Subtropical húmedo (Cfa): veranos cálidos y húmedos e inviernos templados, aunque también pueden darse fríos. Las precipitaciones se distribuyen a lo largo de las estaciones.
 - Subtropical con invierno seco (Cwa): veranos cálidos e inviernos templados o fríos, además de secos.
 - Templado con inviernos secos (Cwb): veranos frescos con la mayor concentración de precipitaciones e inviernos fríos o templados predominantemente secos.
- Climas continentales (D):
- Verano cálido (Dfa, Dsa, Dwa): veranos cálidos e inviernos muy fríos con nevadas.
 - Verano fresco (Dfb, Dsb, Dwb): veranos frescos e inviernos fríos con nevadas.
 - Subártico o boreal (Dfc, Dwc): veranos fríos y cortos e inviernos largos y muy fríos, (pueden darse inviernos extremadamente fríos (Dfd, Dwd)).
- Climas polares (E):
- Tundra (Et): ningún mes supera los 10°C.
 - Hielos perpetuos (Ef): el mes más cálido tiene una temperatura media inferior a los 0°C.
- Tierras Altas (H): este tipo de clima estaba fuera de la clasificación de Köppen, pero fue introducida con el fin de recoger los climas de zonas altas que no se corresponden con ninguno de los anteriormente mencionados. Se trata de una modificación del clima de la región, debida al cambio de altura y presión.



(a) Diagrama de la clasificación de Köppen global (b) Diagrama de la clasificación de Köppen en España

Figura 14: Diagrama de la clasificación de Köppen [link](#).

3.2.1. Clima en España [6]

El clima español es predominantemente mediterráneo⁹. Sin embargo, debido a su compleja orografía, existe una disposición de diferentes climas a lo largo del territorio.

El clima mediterráneo se caracteriza por tener unas temperaturas templadas durante todo el año, con inviernos suaves y lluviosos, mientras sus veranos son bastante cálidos y secos. Debido a la meseta castellana, las estaciones de más precipitaciones son primavera y otoño. Podemos observar tres tipos de clima mediterráneo distintos a lo largo de España: mediterráneo típico, continentalizado y seco.

- El mediterráneo típico es característico de zonas como Ceuta y Melilla. Se diferencia de los demás por ser un clima con veranos muy calurosos y secos, con temperaturas medias superiores a los 22°C . Los inviernos son húmedos con temperaturas suaves.
- El clima continentalizado podría describirse como un clima mediterráneo alejado del mar. Los inviernos son algo más fríos que en el clima mediterráneo típico, los veranos son más cortos y las temperaturas sufren cambios más drásticos entre las horas de luz y la noche. Este clima es característico del interior de Cataluña y Andalucía, por poner algunos ejemplos.
- El clima mediterráneo seco es una transición entre el clima mediterráneo típico y el desierto. Característico de regiones como Murcia y Alicante. Los veranos son muy calurosos, llegando a temperaturas de 45°C . Las precipitaciones son escasas y se concentran en primavera y otoño.

El norte de España se diferencia bastante del clima dado en el resto de la península, debido a las cadenas montañosas que actúan como barreras separadoras de humedad y nubosidad. El clima característico en estas regiones es el oceánico o atlántico. Las lluvias son abundantes y bastante regulares durante todo el año. Los lugares más representativos de este tipo de clima son Asturias y Galicia. Las temperaturas rondan entre los 10 a los 25°C . Solo en las Islas Canarias encontramos un clima subtropical. Esto es debido a que geográficamente, las islas están muy próximas al continente africano, por lo que no es una sorpresa que sus climas

⁹Ver Figura 14b

sean similares. Las precipitaciones se dan principalmente en invierno y varían bastante de una región a otra. Las temperaturas son cálidas durante todo el año.

Por último, en España, encontramos zonas con clima de montaña. Las temperaturas alcanzadas son las más bajas en referencia a los otros climas del territorio, ya que son regiones con una altitud superiores a los 1000 m sobre el nivel del mar. Las precipitaciones son muy abundantes y generalmente se dan en forma de nieve. Este clima es característico de los Pirineos, el Sistema Central Ibérico, la Cordillera Cantábrica y la Cordillera Penibética.

3.3. Registros climáticos

Debido al sensacionalismo mediático con el tema del cambio climático, podríamos llegar a pensar que este proceso es algo nuevo de nuestro tiempo, causado de forma total por la actividad humana. Sin embargo, muchos son los cambios climáticos que han sucedido a lo largo de la historia y no por nuestra participación.

El clima siempre ha sido un tema de estudio, por lo que contamos con diversos tipos de recursos para recoger datos y ser capaces de extraer conclusiones:

- Recursos naturales: son los datos que extraemos de la naturaleza y en los que la actividad humana no ha sido partícipe. Algunos ejemplos de este tipo de registro son los anillos de los árboles, más delgados en épocas de sequía que en épocas de mayor humedad, los sedimentos oceánicos y las burbujas de aire atrapadas en las capas de hielo.
- Recursos históricos: información recogida por los humanos a lo largo del tiempo. Contamos con registros agrarios y mercantiles, así como escritos que describen las condiciones de las distintas estaciones del año.
- Recursos instrumentales: son los datos extraídos de instrumentos como los termómetros, de una manera regular y sistemática. Debido a que el uso de instrumentos y la rigurosidad en la toma y análisis de datos han ido perfeccionándose con el tiempo, mucha de la información obtenida de antiguos registros es considerada errónea o imprecisa, ya que las condiciones a la hora de realizar las medidas no eran las más óptimas para garantizar una correcta valoración del clima. Por ejemplo, si querían medir la temperatura local, pero el termómetro con el que lo hacían tenía una incidencia total del Sol a determinadas horas, pero en otras quedaba en sombra, los datos de temperatura recogidos serán bastante extremos y no significativos.

Actualmente contamos con satélites que son capaces de recoger datos climáticos de forma fiable y precisa.

3.3.1. Registros naturales

Los registros naturales hacen referencia a una parte muy importante del estudio climático en la historia: el paleoclima. El paleoclima estudia los aspectos climáticos que han tenido lugar a lo largo de la historia.

Como ya mencionamos, la forma que tenemos de recoger datos que aporten información sobre climas pasados se realiza mediante el estudio de acumulaciones de sedimentos en los suelos oceánicos, las burbujas de aire atrapadas en los glaciares que nos dan información sobre la concentración de CO_2 y la cantidad y composición de polen de la época. También podemos estudiar las marcas en las rocas que dan información sobre las condiciones en las que

se han formado. Con todos los datos recogidos mediante distintos métodos y recursos podemos constituir la siguiente gráfica sobre la evolución de la temperatura en nuestro planeta:

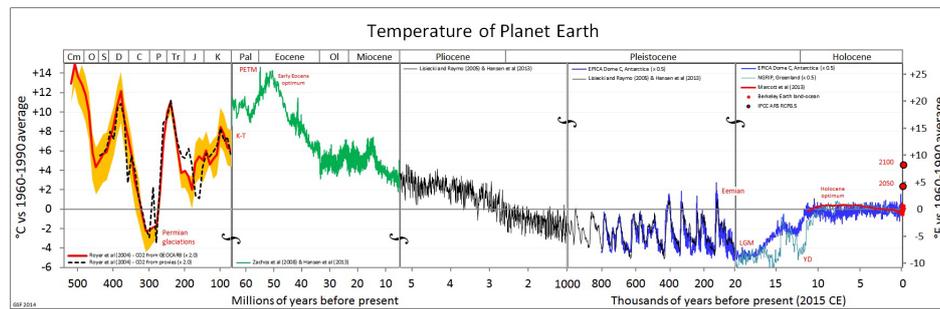


Figura 15: Evolución de la temperatura terrestre a lo largo de la historia.

La cantidad de datos es más escasa a medida que retrocedemos más en el tiempo. Tal y como se describe en el capítulo 1.1, en las eras del Paleozoico y Mesozoico se sucedieron glaciaciones globales y actividad volcánica persistente que ocasionaron los cambios tan bruscos de temperatura que observamos en el primer recuadro de la gráfica. Vemos que el mínimo absoluto en estas épocas coincide en el tiempo con la gran glaciación ocurrida en el período Pérmico.

En el segundo recuadro, observamos un máximo al inicio de la época del eoceno, correspondiente con una de las extinciones masivas ocurridas en el planeta. Este calentamiento fue fruto de una emisión de metano a la atmósfera que provocó un efecto invernadero que recalentó la superficie terrestre. Observamos que posteriormente a esa subida, se produce un descenso de carácter logarítmico hasta estabilizarse a temperaturas bastante bajas. A comienzos del pleistoceno, ocurrieron una serie de glaciaciones que explican estas temperaturas globales tan frías. La última glaciación tuvo lugar hace 20 mil años. Una vez finalizado este período de glaciaciones, pasamos a una época de estabilidad y mayor calidez hasta llegar a nuestros días, donde la temperatura está aumentado de forma preocupante a un ritmo artificial.¹⁰

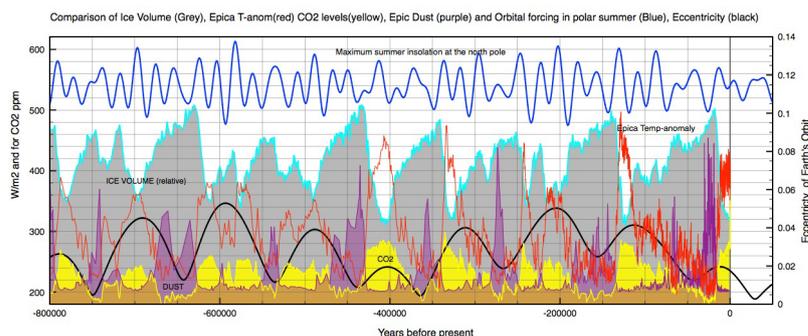


Figura 16: Evolución de las insolaciones, volumen de hielo, temperatura, concentración de polvo y CO_2

órbita terrestre. Lo más llamativo de la gráfica se encuentra en la aparente periodicidad de las glaciaciones (azul). Se suceden cada 40 mil años. Como fue insinuado anteriormente, todo está relacionado. Podemos ver que en los últimos años de una glaciación, las temperaturas (rojo), ascienden abruptamente debido al aumento en la concentración de polvo (morado). Éste causa una disminución del albedo terrestre, lo que provoca que el planeta tenga una mayor

¹⁰Este tema será abordado en secciones posteriores ya que requiere de más detalles y estudios que no competen a este capítulo.

capacidad de absorción y retención de radiación solar que recalienta la superficie terrestre y derrite el hielo. Justo cuando comienza la reducción de polvo en suspensión la concentración de CO_2 , (amarillo) es más notoria.

Otro factor que afecta y además, en gran medida en la variación de la temperatura y concentración de hielo, es la excentricidad de la órbita terrestre (línea negra). Cuando la excentricidad de la órbita es máxima, la insolación es menos intensa y por lo tanto el ambiente es idóneo para el comienzo de una nueva glaciación.

El estudio de la relación entre la excentricidad y las variaciones de temperatura y concentraciones de hielo fue realizado por el matemático serbio Milankovitch, por lo que a esta conclusión se la conoce como "Los ciclos de Milankovitch".

Deberíamos llegar fácilmente a la conclusión de que la mayoría de cambios sucedidos en nuestro planeta no tienen al ser humano como protagonista. En la siguiente gráfica observamos una ampliación de la mostrada anteriormente, con el fin de ilustrar mejor en qué punto nos encontramos.

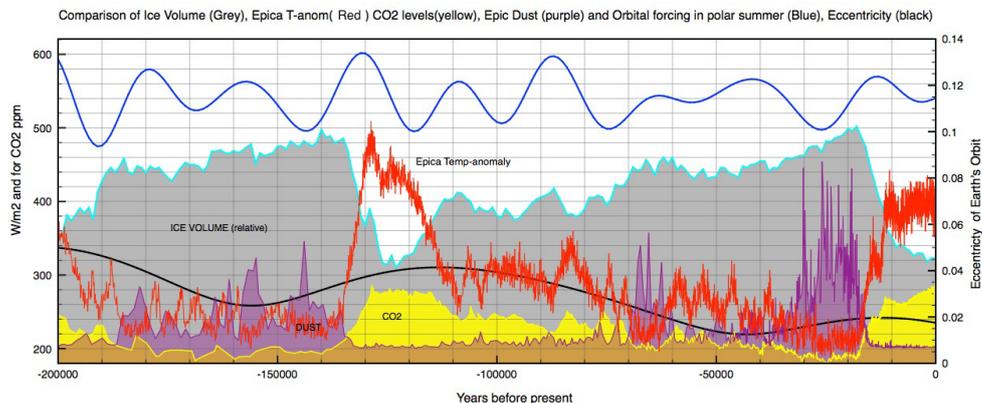


Figura 17: Evolución de las insolaciones, volumen de hielo, temperatura, concentración de polvo y CO_2 desde hace 200000 años hasta la actualidad.

Mediante esta ampliación podemos observar de una forma más clara la relación entre los diferentes agentes que afectan al clima global. Siguiendo la gráfica, actualmente deberíamos encontrarnos en un período de descenso de temperaturas natural. Sin embargo, de forma global estamos viendo que las temperaturas se encuentran en un continuo ascenso. Este aumento en las temperaturas de todo el planeta no es natural, la actividad industrial y comercial humana son las máximas responsables.

3.3.2. Registros históricos

Los registros históricos son la información que recogemos los humanos de los distintos fenómenos y climas a lo largo de la historia.

Algunas de las fuentes a las que recurrimos para estudiar el clima del pasado son las pinturas rupestres, cuadros, libros y canciones. La mayoría de estos registros no son cuantitativos, lo que dificulta el estudio en profundidad del clima de la época, aunque siguen siendo útiles a la hora de confirmar lo que los modelos climáticos actuales son capaces de resolver.

A primera vista, podría decirse que la meteorología y el clima se relacionan con el ser humano de forma meramente pasiva. Sin embargo, lo cierto es que nuestra actividad y evolución históricas están fuertemente influenciadas por los mismos.

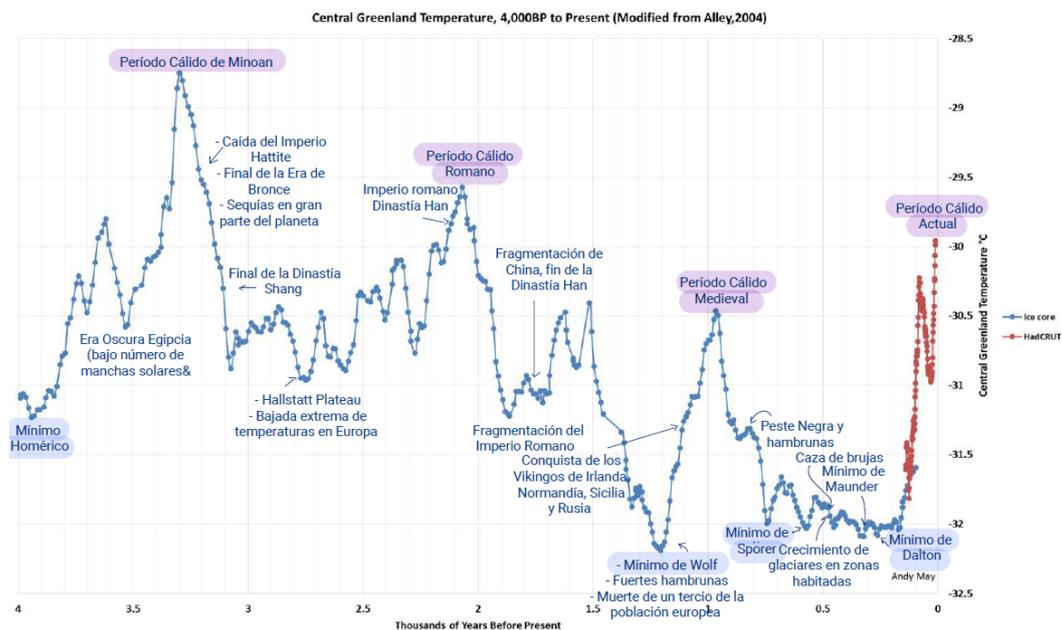


Figura 18: Evolución de de la temperatura y sus efectos en la Historia de la Humanidad. Gráfica de temperaturas obtenida en [link](#).

Observamos en la gráfica una representación de la temperatura global a lo largo de la historia. No es una representación complicada, pero arroja mucha información. Basta con situar en el eje temporal diferentes sucesos trascendentales en la historia de la humanidad, para darnos cuenta de la existencia de un patrón. En los periodos de aumento de temperaturas observamos un predominio de episodios históricos donde tuvieron lugar florecimientos de grandes imperios y alzamientos de importantes dinastías. Sin embargo, si nos fijamos en los periodos donde bajan las temperaturas, sobre todo en los mínimos, podemos ver cómo esos grandes imperios colapsaban, las epidemias proliferaban y las guerras y hambrunas estaban a la orden del día. La explicación a esto tiene por supuesto, una base física:

Si abordamos el cambio desde el punto de vista de la radiación solar que incide en el planeta, obtenemos que los periodos de mayor temperatura están ligados a un recuento de manchas solares alto, mientras que los periodos de menor temperatura corresponden con descenso en el número de dichas manchas. Además, tal y como vimos anteriormente, los ciclos de Milankovitch indican que el planeta sufre glaciaciones aproximadamente cada 40 mil años lo que lógicamente viene ligado a un enfriamiento del globo de forma periódica. El cambio del albedo planetario bien sea por la difracción provocada por el hielo, la acumulación de polvo en suspensión, erupciones volcánicas u otros posibles fenómenos naturales, también influyen en el cambio de temperaturas. Estos alteraciones traen por consecuencia variaciones en las estaciones del año, tanto en su duración como en la intensidad de los fenómenos extremos.

Antes de continuar con el análisis físico-histórico, debemos comprender bien la influencia de las manchas solares en el planeta. En las gráficas 19 observamos un primer estudio en el que se mide la intensidad solar desde el año 1600 hasta la actualidad. Fijándonos en los datos recogidos correspondientes al siglo pasado, podemos observar un periodo de unos 70 años de mucha actividad. Sin embargo, si nos centramos en los últimos cinco años encontramos que la actividad solar es mínima. La última vez que se dió una actividad solar tan baja fue en la segunda mitad del siglo XVII, momento en el que la Peste Negra era el principal antagonista en la historia de la humanidad. La preocupación de la comunidad científica en 2019 era notoria, pero los temores de una nueva era de descenso en las temperaturas cesaron cuando un número considerable de manchas solares aparecieron.

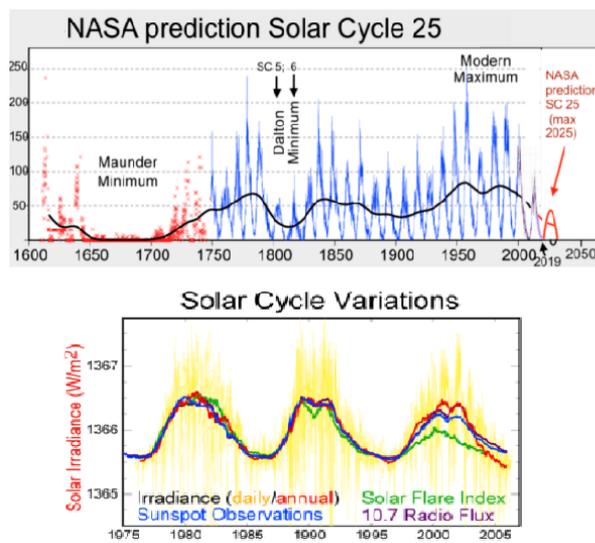


Figura 19: Manchas solares y su relación con la radiación solar incidente en la Tierra. [link](#)

En la segunda de las gráficas observamos la relación entre la cantidad de luz emitida con el flujo y el conteo de manchas solares en una representación en la que comparamos la irradiancia solar con el tiempo histórico una vez más. Como vemos, los diferentes parámetros coinciden, por lo que conociendo uno de ellos podemos determinar los demás.

Una vez comprendidas las razones físicas por las que las temperaturas pueden variar globalmente, podemos interrelacionarlas con las tendencias en la evolución de la historia de la humanidad. Situémonos en el supuesto de que la radiación incidente procedente del Sol fuese escasa. Las temperaturas descenderían progresivamente en comparación con años anteriores, dando lugar a inviernos más largos y oscuros, mientras que los veranos serían más cortos y frescos. En la práctica, el estilo de vida medieval nos permite materializar este razonamiento. El sustento básico de la época proviene de los frutos cosechados durante el año o de su adquisición a partir de la oferta de pequeños comerciantes. Al producirse un descenso de temperaturas, las cosechas pasan a tener una producción mucho menor y de peor calidad, siendo insuficiente como para alimentar a toda una región. Al movemos en la Edad Media debemos atender a la estructura del estado medieval, cuyo fundamento esencial era la jerarquización, estando el Rey en la cúspide de la pirámide. Por consecuencia, todo aquel que no fuese de sangre azul, y cuanto más se alejase de la cúspide, mayor dificultad tendría para acceder a los beneficios provenientes de la tierra. Las temperaturas no cesaban en su descenso, dando lugar a inviernos muy fríos y con apenas alimento, propiciando que la población se viese forzada a lidiar con numerosas enfermedades. El descontento social era manifiesto, las guerras desencadenadas por las ambiciones de los monarcas no cesaban, al igual que los saqueos y otros abusos. La consecuencia última fueron numerosos levantamientos y violentas revueltas contra los gobernantes y sus séquitos. Este esquema de actuación lo hemos visto multitud de veces a lo largo de la historia de la humanidad, y vemos que la variación de la temperatura, muy influyente en los fenómenos climáticos, es una de las razones base que lo desencadena (entre otras posibles razones históricas concretas de cada episodio que no competen a este

trabajo).

3.4. Registros actuales [7], [8]

¹¹ Actualmente, los avances tecnológicos nos han permitido desarrollar métodos variables y eficaces a la hora de predecir el tiempo y estudiar el clima. Contamos con instrumentos como radares meteorológicos, los cuales son capaces de dar la información sobre la precipitación en un determinado lugar e incluso la dirección y velocidad del tiempo. La clave en las mediciones actuales se encuentra en los puntos de medición. Hay una cantidad enorme de puntos repartidos alrededor del globo, tanto a nivel terrestre como marítimo:

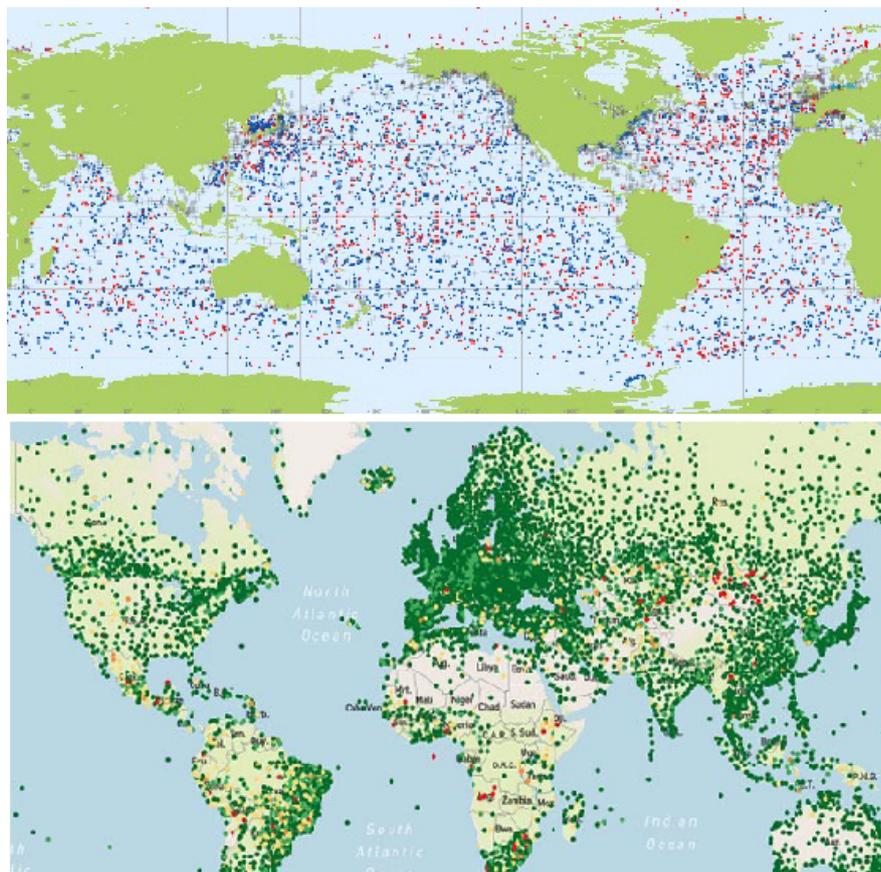


Figura 20: Ejemplo de mapa con puntos de medición terrestres y marítimos. [link](#)

La imagen de los puntos de medición terrestre se corresponde con seis horas de medición durante el 9 de marzo de 2020. Estas mediciones son realizadas por *The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) en unión con *The World Meteorological Organization* (WMO) con el fin de monitorizar y mejorar la calidad de las mediciones realizadas en todo el planeta.

La idea se basa en la comparación de una gran cantidad de observaciones realizadas por estaciones meteorológicas de Alemania, Japón y Estados Unidos con el fin de controlar todas las posibles discrepancias entre la predicción y lo que realmente ha sucedido. Además de las

¹¹Información obtenida de las referencias [16], [17]

mediciones terrestres, también se realiza este mismo estudio a nivel marítimo y aéreo.

Es fácil darse cuenta que existen incertidumbres en estos estudios. La distribución de estos puntos no es homogénea, por lo que existen muchas regiones del globo que no están siendo cubiertas. Además, las estaciones meteorológicas pueden fallar, lo que arrojaría datos erróneos o simplemente no cubriría el estudio en esa determinada área. Y no solo está la posibilidad de error en la instrumentación, sino también en la interpolación numérica. Sin embargo, se ha observado que los resultados son satisfactorios y que las predicciones realizadas con los datos numéricos de los puntos de medición se asemejan a la realidad de forma eficaz.

Los satélites son otro registro instrumental muy utilizado actualmente en el estudio del clima. No es necesaria la interpolación de datos ya que realizan una cobertura global de manera natural. Los satélites solo son capaces de medir la radiación, no la temperatura, por lo que mediante métodos de calibración debemos transformar dicha radiación en temperatura. El inconveniente de los satélites es que debido a las variaciones de órbita y de atmósfera, los datos recogidos tienen que ser corregidos continuamente. En la siguiente gráfica podemos observar un mapa de radiación desarrollado por las mediciones de un satélite:

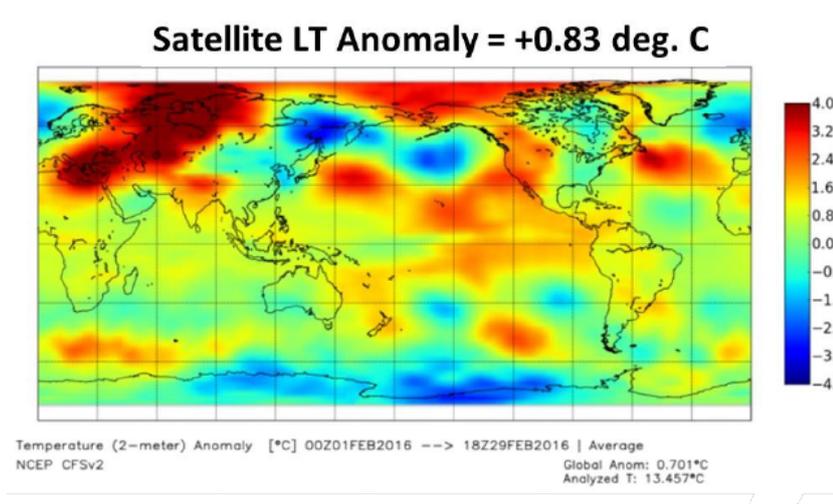


Figura 21: Mapa de radiación. [link](#)

Observamos que las zonas más enrojecidas corresponden con una intensidad de radiación mayor, traduciéndose en un aumento de las temperaturas. Por otro lado, se encuentran las regiones azuladas, que se traducen como un descenso de temperaturas. En este mapa se aprecia muy bien que la temperatura es una medida continua.

Actualmente existe un programa denominado Jason-CS, con el que se trata de alcanzar una mayor precisión en la predicción meteorológica con el objetivo de poder evitar, o por lo menos paliar, los daños producidos por fenómenos extremos que generan secuelas millonarias en los países donde suceden. Este programa lanzó su primer satélite en 2020, con la previsión de lanzar un segundo en 2026. El objetivo de estos satélites es monitorizar el ritmo del calentamiento global, velocidad del viento y datos sobre el oleaje.

Para conocer las condiciones meteorológicas a nivel marítimo no solo se usa este tipo de satélite, sino también los GPS, que envían señales a las antenas terrestres que son procesadas por diferentes algoritmos. De esta forma, podemos obtener información tal como la altura del oleaje e incluso la rugosidad del agua. Con este tratamiento de datos, se puede obtener infor-

mación también de la velocidad del viento. Estos datos marítimos se han estado recopilando en boyas flotantes a lo largo de los años, pero los proyectos en los que se involucran GPS y algoritmos arrojan resultados más precisos y veraces. El problema que tienen las boyas es que en caso de temporal o corrientes pueden ser desplazadas de la posición de inicio, alterando la fiabilidad de los datos.

Debemos recordar que, a pesar de que cada vez contamos con mejores instrumentos y métodos numéricos, siempre vamos a encontrar una barrera definida por la dinámica de la atmósfera.

Otro de los instrumentos más utilizados a día de hoy es el radar meteorológico. Consiste en un dispositivo capaz de detectar precipitaciones y tormentas, calculando su intensidad, movimiento y evolución a corto plazo, mediante la emisión de pulsos electromagnéticos en una dirección. Estos pulsos se generan mediante transmisores que se conectan a antenas parabólicas. Las ondas emitidas se propagan por la atmósfera e interaccionan con hidrometeoros (partículas de agua en suspensión, ya sea sólida o líquida, en la atmósfera), desviándose en diferentes direcciones. Parte de esta radiación es recibida por la antena, resultando en datos que procesamos para calcular la distancia en la que se encuentra dicha partícula, sus dimensiones, su velocidad y su composición. Midiendo la diferencia entre las frecuencias de la onda enviada y recibida (efecto Doppler) podemos determinar también la componente radial de la velocidad. Los mapas desarrollados con el radar meteorológico de la AEMET que podemos consultar libremente se muestra la reflectividad, es decir, la intensidad de las precipitaciones que se prevén.

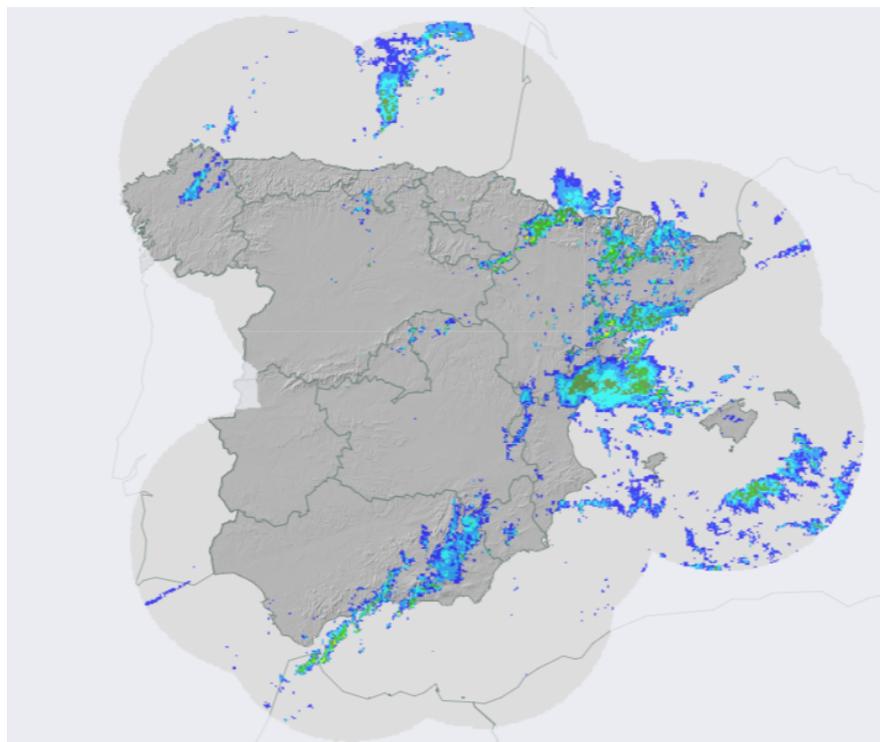


Figura 22: Datos del radar en España el 18 de junio de 2023 a las 10:00 [link](#)

La reflectividad es medida en dBZ (decibelios) y consiste en la suma de la sexta potencia de los diámetros de las gotas contenidas en una unidad de volumen. Esto quiere decir que su valor depende de la distribución de las gotas según su tamaño.

En este mapa en concreto nos encontramos con dos tonos diferentes, azul y verde. Los tonos azulados corresponden a rangos de la reflectividad entre 12 a 30 dBZ, mientras que los verdosos entre 36 y 42 dBZ. Si estuvieran previstas tormentas o precipitaciones más intensas los rangos podrían alcanzar hasta 150 dBZ.

4. Modelos climáticos [5], [9], [10]

Los modelos climáticos son modelos cuantitativos que tratan de describir, de la forma más fidedigna posible, los fenómenos físicos y los intercambios energéticos que ocurren en la atmósfera, la litosfera, la hidrosfera y la criosfera.

La complejidad en los modelos cuantitativos es muy variable y generalmente, un modelo climático complejo se basa en uno mucho más sencillo y simplificado. Los modelos cuantitativos resuelven ecuaciones referentes a la transferencia de energía y de masa entre los diferentes sistemas y, junto con los modelos cualitativos-descriptivos, son usados para prever y estudiar los impactos que pueden tener los cambios en el entorno.

La forma que tenemos de comprobar que un modelo climático ideado es fiable y preciso, es usarlo en la determinación de climas anteriores, donde tenemos un registro de lo sucedido y podemos comprobar si el modelo es capaz de realizar una reproducción fidedigna que se asemeje a la realidad. Cuando el modelo da resultados aproximados a los datos que conocemos de esos climas, tenemos seguridad a la hora de usarlo en la predicción de futuros escenarios de cambios climáticos. Estos escenarios representan un futuro hipotético donde, tomando una serie de condiciones iniciales y parámetros, intuimos que podrían ocurrir en ese tiempo. Estas variables comprenden desde el crecimiento de la población, pasando por la capacidad energética de los países, hasta, incluso, la forma que tenemos de obtener alimentos.

Entre los modelos climáticos cuantitativos encontramos diferentes tipos. El más sencillo de ellos es el **modelo de la caja**. Resuelven las ecuaciones que describen el comportamiento de los sistemas climáticos dividiendo el territorio en cajas, simplificando así las propiedades mediante promedios de temperatura, humedad y salinidad entre otras. La interacción entre celdas se da por intercambio de energía de flujo. Dentro de cada caja, el sistema es uniforme y únicamente puede variar si gana o pierde energía. Este tipo de modelo es útil para los estudios de los ciclos biogeoquímicos de nuestro planeta, véase el ciclo del carbono 12, así como en estudios de circulación oceánica. La resolución espacial del modelo depende del tamaño de la caja, cuanto menor sea el tamaño de la caja, mayor será la resolución de la que dispongamos. Sin embargo, nuestras limitaciones en computación impiden que estos modelos puedan tener una alta resolución.

Para estudios en los que se necesite incluir procesos más específicos, como la formación de nubes o la interacción con la radiación atmosférica, necesitamos un **modelo de balance de energía (EBM)**¹². En estos modelos podemos distinguir dos tipos: modelo de superficie y atmósfera combinadas y modelos con capas superficiales y atmósferas separadas.

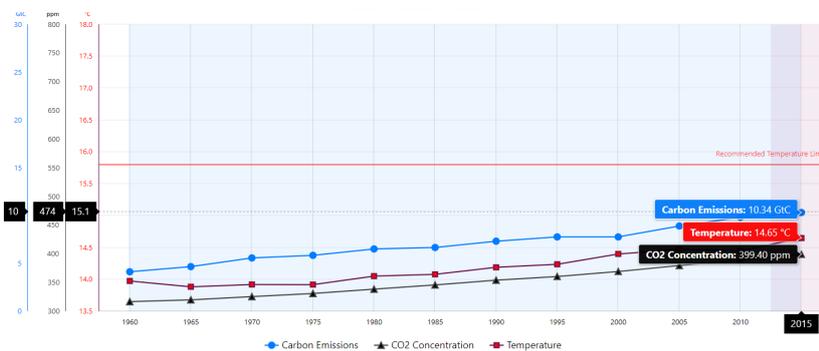
Antes de continuar con la exposición de los diferentes modelos climáticos, debemos atender a lo que se conoce como parametrización, es decir, la aplicación de relaciones empíricas con el fin de aproximar efectos con una resolución acorde al tipo de modelo utilizado. Todos los modelos que simulan un sistema climático deben tener en cuenta estas parametrizaciones empíricas, no es posible que se basen solo en principios fundamentales. Aunque todos los modelos climáticos tienen en cuenta las parametrizaciones, a medida que van siendo más complejos, la jerarquía entre los parámetros empíricos y los principios físicos fundamentales va cambiando.

El modelo de capas superficiales y atmósferas separadas tiene a su vez diferentes modelos

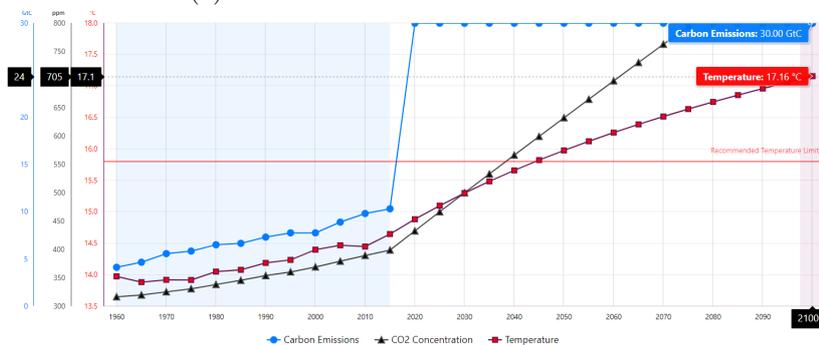
¹²EBM: Energy Balance Models

de complejidad variable. El más sencillo de ellos es el modelo de una capa de dimensión cero, al que se le pueden ir sumando capas con el fin de obtener un modelo más veraz y completo. A esta suma de capas se le conoce como el **Modelo de dimensiones superiores**, el cual es útil a nivel local, ya que permite la definición de varias temperaturas en diferentes regiones del globo. La desventaja de estos modelos reside en que es necesario especificar los transportes horizontales, por lo que la dinámica tratada aquí es algo más limitada que en otros tipos. Estos modelos de capas superficiales son muy eficaces a la hora de estudiar las transferencias de calor, lo que nos proporciona importante información ante el cambio anómalo de la temperatura terrestre.

A continuación, realizaremos una simulación muy sencilla de este tipo de modelo climático, desarrollado por UCAR ¹³([link](#)), en la que solo introduciremos la variable de emisión de CO_2 a la atmósfera. El objetivo de este modelo es determinar cuánto ascenderá la temperatura terrestre desde la actualidad hasta el año 2100 teniendo solo en cuenta esta emisión. Este modelo es extremadamente sencillo, no tiene en cuenta otras variables que alteran la temperatura de la superficie terrestre como pueden ser el viento o las precipitaciones. El aumento de temperatura es únicamente determinado por la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera. Tampoco se tiene en cuenta en que lugar de la atmósfera se da una mayor concentración de dióxido de carbono ni otras concentraciones de diferentes gases de efecto invernadero que no sean CO_2 . Las condiciones iniciales de este modelo se corresponden con los valores de la temperatura global y la concentración de gases de efecto invernadero del año 2015, lo que lo hace un modelo algo obsoleto pero que para la ejemplificación de este tipo de simulación resulta todavía útil.



(a) Simulación sin introducir emisiones



(b) Simulación al introducir 30 billion metric tons

Figura 23: Simulaciones de la temperatura global con la emisión de CO_2 como única variable. [link](#)

¹³Center for Science Education

Observamos que antes de introducir una variación en las emisiones de dióxido de carbono, el planeta se encuentra a una temperatura global de 14.65°C . Según la fuente [link](#), las emisiones de este gas de efecto invernadero rondaban los *37.12 billion metric tons* en 2021. La simulación que estamos usando solo permite estudiar hasta una emisión de *30 billion metric tons*. Como vemos, a pesar de que hemos establecido que la emisión sea bastante menor a la expulsada en 2021, los ascensos en la temperatura global son más que preocupantes. Llegamos a una temperatura de 17.16°C , dos grados y medio más que al comienzo de la simulación. Recordemos que los resultados de esta simulación no deben ser tomados como concluyentes debido a la antigüedad de las condiciones iniciales establecidas.

Otro de los modelos climáticos numéricos más representativos es el **Modelo radiativo-convectivo**, generalmente aplicado al estudio de la atmósfera. Estos modelos consiguen resultados detallados sobre procesos relacionados con la transferencia de radiación solar e infrarroja, así como el cálculo del forzamiento radiativo debido a la variación en la composición química atmosférica. Consideran los procesos de transferencia radiativa entre las capas atmosféricas (absorción y emisión) de radiación infrarroja y el transporte de calor por convección desde las capas inferiores a las capas superiores. Introduciendo información sobre la variación del vapor de agua en función del tiempo, pueden determinarse los efectos en la emisividad y la temperatura del planeta causados por los gases de efecto invernadero.¹⁴

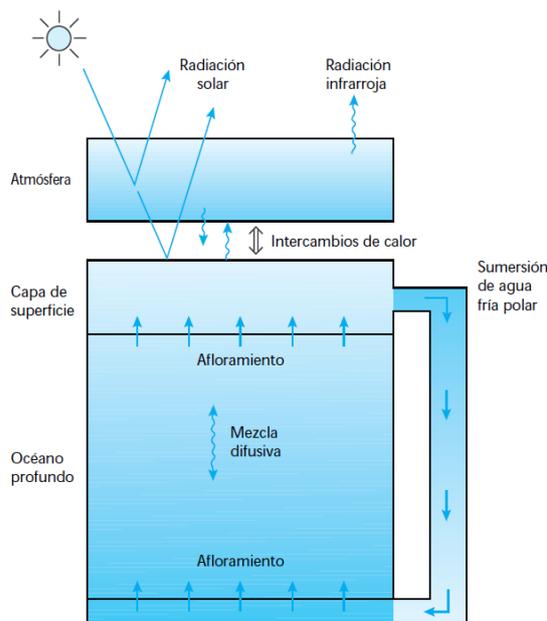


Figura 24: Diagrama del modelo oceánico de difusión y afloramiento [5]

la reflectividad de las superficies involucradas, de su transmitividad y de la propia reflectividad atmosférica. El océano es considerado como una columna unidimensional y no se tiene en cuenta las zonas más profundas del mismo. El objetivo que se tiene con este tipo de modelos es el de estudiar la implicación que tienen los océanos en el cambio de temperatura de la

Los **Modelos de complejidad media**, **EMICs**¹⁵ son modelos que utilizan escalas temporales largas, con poca complejidad computacional, con el fin de estudiar los sistemas terrestres. Obviamente, el poco costo computacional viene ligado con una pérdida en la precisión y resolución del modelo, aunque esto no supone un problema a la hora de poder sacar conclusiones satisfactorias. Un ejemplo de este tipo de modelo climático es el Modular Ocean Model (MOM), donde el océano es dividido en cajas a profundidades determinadas.

Más específicamente, para el estudio de sistemas oceánicos son utilizados los **Modelos oceánicos de difusión y afloramiento unidimensionales**, los cuales consideran a la atmósfera como una caja única y mezclada, que intercambia de forma continua calor con el océano y la superficie terrestre. Esta absorción de radiación depende directamente de la

¹⁴Este modelo fue abordado en la sección 2 para explicar el balance energético y el flujo de energía entre las diferentes capas de la atmósfera, la superficie y la radiación solar.

¹⁵EMICs: Earth-system models of intermediate complexity

superficie terrestre.

Los **Modelos de circulación general, GCM**¹⁶, están caracterizados por integrar en el tiempo ecuaciones de transferencia de energía y de dinámica de fluidos. Se basan en la aplicación de los principios de conservación de masa, energía y movimiento y, dadas unas condiciones iniciales, predicen, de la forma más fidedigna posible, el comportamiento de un fluido. Estos principios son recogidos en las conocidas ecuaciones de Navier-Stockes. En meteorología, estas ecuaciones son aplicadas a una esfera en rotación que tiene varias fuentes de energía, como puede ser la radiación o el calor latente. Son la base de la programación de las simulaciones que describen y predicen el comportamiento atmosférico y oceánico y están complementadas por las ecuaciones de estado. Con el fin de simplificar en qué consiste este modelo, podría decirse que se aplica la segunda ley de Newton a un fluido en movimiento. Estas simulaciones son muy útiles a la hora de predecir el tiempo local e incluso para entender climas a escalas superiores, además de estudiar cambios climáticos más generales.

Es importante no confundir el término de modelo de circulación general con el de modelo de clima global, puesto que las siglas en inglés son las mismas: GCM. Aunque en ocasiones podemos ver que se usan indistintamente, ambos términos no se refieren a lo mismo. Un modelo climático global utiliza métodos matemáticos en su desarrollo, pudiendo ser entonces un modelo de circulación general o cualquier otro tipo de modelo. Un modelo de circulación general solo hace referencia a esta clase de modelo climático en el que se estudia la dinámica de fluidos a través de las ecuaciones de Navier-Stockes.

Para construir un modelo climático de circulación eficaz, debemos tener en cuenta múltiples variables y condiciones iniciales. Para ello, debe dividirse el planeta en una red tridimensional de celdas, donde el tamaño de las mismas es determinante en la resolución del modelo. Por ejemplo, si escogemos un tamaño de celda reducido, la resolución del modelo será muy alta, pero necesitaremos de cálculos más complejos y de un mayor número de condicionantes que complicarán los cálculos, necesitando entonces de ordenadores muy potentes para poder llevarlos a cabo.

El estudio matemático de estas ecuaciones que describen la dinámica de los fluidos se basa en la discretización de las mismas por medio de métodos de diferencias finitas. Para ello, se define a la atmósfera como una gran cuadrícula de celdas con características propias internas (como puede ser la convección) que interactúan con sus celdas vecinas. Como ejemplo de este modelo tenemos al SGCM¹⁷. Es utilizado en los estudios de procesos climáticos y está basado en la relación entre diferentes propiedades como presión, velocidad y temperatura.

Como indicamos previamente en la descripción general de los GCMs, encontramos que entre las variables que se tienen en cuenta está el tiempo cronológico. Las escalas de tiempo pueden variar de minutos a días e incluso a años. Al igual que sucedía en el tamaño de las celdas, cuanto menor sea la unidad temporal escogida mejor será la resolución del modelo, pero las capacidades de resolución del mismo estarán limitadas por la potencia del ordenador.

Aunque los modelos climáticos están fundamentados en principios físicos y han sido testados para determinar climas pasados y actuales (los modelos son rutinariamente evaluados y comparados con observaciones de los océanos, atmósfera y criosfera), hoy por hoy no podemos fiarnos al 100% de los resultados de un modelo sin realizar un análisis pos-

¹⁶General Circulation Model

¹⁷Simple General Circulation Model

terior. Muchos de los modelos pasados han quedado desfasados (como vimos en el ejemplo del modelo de dimensiones superiores) pero, aún así, siguen siendo una herramienta muy útil que se encuentra en un continuo proceso de evolución y perfeccionamiento.

En la derecha, podemos observar una gráfica de la temperatura media global a lo largo del siglo pasado. En negro están representadas las observaciones realizadas durante el siglo XX, mientras que podemos ver la media de los resultados de las simulaciones realizadas con 14 modelos climáticos diferentes en rojo. Lo que vemos en amarillo son las consideraciones tomadas en las simulaciones respecto a la actividad humana y a causas naturales. Como vemos, la media obtenida por los modelos se aproxima con un alto grado de precisión a la media de temperatura global observada. Las barras que observamos en gris se corresponden con erupciones volcánicas relevantes dadas durante este siglo.

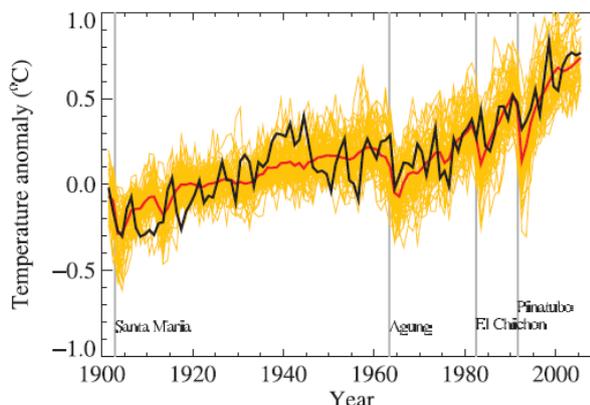


Figura 25: Temperatura media global a lo largo del siglo XX [10].

Los modelos de circulación general permiten combinar diferentes modelos climáticos. Entre una de las combinaciones más relevantes se encuentra el modelo AOGCM, en el que se acoplan los GCM correspondientes de atmósfera y océano. Mediante métodos numéricos como el método de diferencias finitas, se discretizan las ecuaciones de fluidos y se divide a la atmósfera en una cuadrícula que dependiendo de la complejidad, adopta diversas formas. La más sencilla es la cuadrícula angular constante, lo que viene a significar una cuadrícula con condiciones de latitud y longitud. Las cuadrículas más utilizadas tienen una mayor complejidad, como por ejemplo las no rectangulares y las de resolución variable. Como ejemplo de un modelo perteneciente a los AOGCM tenemos HAdGEM1. Este modelo cuenta con una cuadrícula de 96×73 y cada punto de la cuadrícula tiene por variables la temperatura, la humedad, la velocidad y la dirección del viento. Son usados para el estudio de fenómenos como El Niño, que trataremos posteriormente.

Estos modelos están muy presentes en el estudio del calentamiento global. Mediante simulaciones transitorias podemos observar futuros escenarios de cambio climático. El realismo del modelo y su semejanza con un futuro real depende directamente de las condiciones iniciales que introduzcamos. En los informes del IPCC que abordaremos más adelante, se presentan estudios tales como:

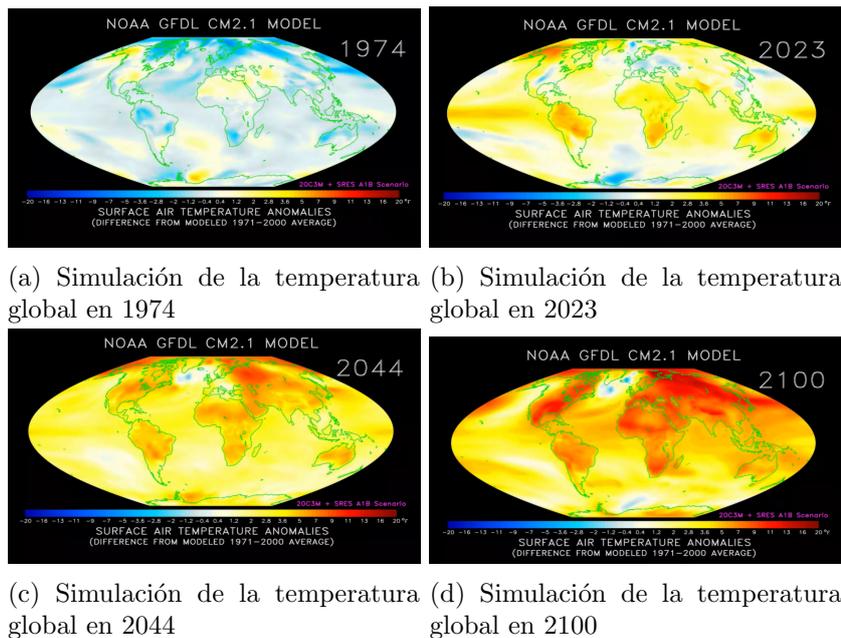


Figura 26: Simulaciones de la temperatura global actual en el transcurso del siglo según el modelo NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

Estas imágenes corresponden a modelos acoplados desarrollados por NOAA¹⁸, donde se estudian escenarios del aumento de temperatura en nuestro planeta introduciendo como variables iniciales los gases emitidos, el ciclo del carbono y diferentes procesos oceánicos, teniendo en cuenta las actividades económicas y comerciales actuales, (muchas están englobadas en la propia tasa de emisiones de gases de efecto invernadero). No se tienen en cuenta fenómenos tales como erupciones volcánicas, ya que son más complicadas de predecir, pero en el caso de que sucedieran, las alteraciones a la temperatura podrían variar notablemente los resultados. Finalmente, se obtiene un modelo que da como resultado la posible variación de la temperatura global actual a lo largo del siglo.

Antes de continuar, estaría bien comentar brevemente los resultados de las simulaciones 26. Observamos cómo, a medida que pasan los años, el mapa de color se vuelve cada vez más rojizo, lo que significa que el planeta se vuelve cada vez más cálido. La simulación correspondiente a 2100 tiene un incremento de 3°C con respecto a la temperatura de finales del siglo XX.

Estos modelos de acoplamiento son muy utilizados para el estudio de la temperatura terrestre y las reservas de energía. Los experimentos simulan la distribución global de los ciclos anuales y diarios de la temperatura en la superficie terrestre, fundamentándose en la diferente insolación dependiendo del punto del planeta en el que nos encontremos y en la estación de año que sea. Estos modelos son muy dependientes de las condiciones y cantidad de nubosidad, del transporte energético de la atmósfera y, en menor medida, de los océanos.

Como resultado de estos estudios podemos obtener simulaciones como: En esta simulación se refleja la temperatura global actual como la suma de la temperatura superficial del mar y del aire que se encuentra en las regiones terrestres. Estos datos los vemos en las etiquetas de números distribuidas por la figura. El beneficio que encontramos al utilizar un modelo acoplado en vez de uno simple se encuentra en la minimización del error. El error

¹⁸NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

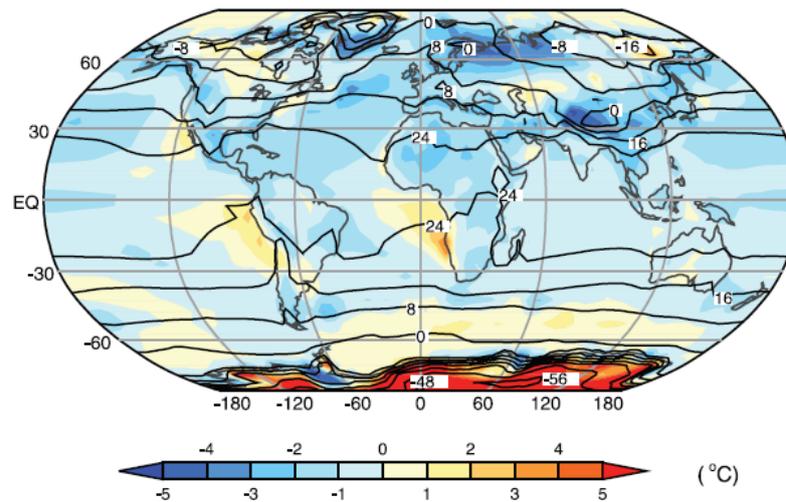


Figura 27: Simulación de la temperatura actual del planeta, teniendo en cuenta la temperatura del aire de las regiones terrestres y la temperatura de la superficie de los océanos [10]

en los modelos acoplados, (representado como un rango de color en la figura 27) es menor de 2°C mientras que en los modelos individuales o simples, el error puede llegar a ser de 3°C .

Podemos estudiar también el balance de la radiación en la capa más superficial de la atmósfera. Realmente no podemos determinar dónde se encuentra esta “superficie” de la atmósfera, pero el concepto es usado para referirse al punto de altitud donde la absorción de longitudes de onda cortas y largas de radiación es considerablemente pequeña. Si nos centramos en la radiación de longitud de onda corta, sabemos que la cantidad de energía que se refleja es similar independientemente de la latitud en la que nos encontremos. Se estima una emisión de 100 Wm^{-2} [5] de media al año. Estos modelos son capaces de reproducir esto con un error del 6%. Realmente este error considerablemente alto es esperado, ya que en la atmósfera se encuentran las nubes que dispersan casi la mitad de la radiación de longitud de onda corta. Simularlas correctamente es todavía un reto en la comunidad científica y por ello no es alarmante el error obtenido. Otros errores a destacar son los conocidos como RMS¹⁹, calculados para cada latitud y mes. Miden la diferencia promedio entre los valores reales y los valores resultantes de una simulación. En la siguiente figura podemos observar este error tanto para una radiación de longitud de onda corta como para una radiación de longitud de onda larga.

¹⁹RMS: Root Mean Square

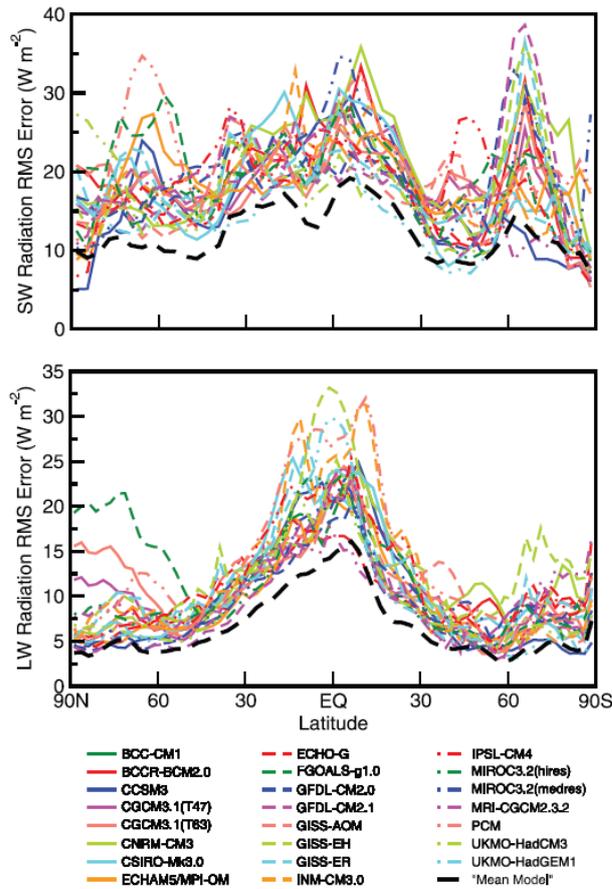


Figura 28: Error RMS en función de la latitud para longitudes de onda cortas (gráfico superior) y largas (gráfico inferior) [10].

Un ejemplo de estos estudios se centra en la simulación de la temperatura y la salinidad media de los océanos, así como de la cantidad de hielo que se encuentra en los mismos.

Los cambios climáticos en las regiones de latitudes elevadas son muy dependientes de la cantidad de hielo que se encuentre en los océanos. Actualmente, no contamos con la tecnología necesaria como para simular con la suficiente precisión la distribución geográfica y los cambios según la estación del hielo en los océanos, ya que hay varias variables importantes que no conseguimos reproducir de forma fidedigna. Aun así, en los modelos AOGCMs se han conseguido simulaciones complejas, teniendo en cuenta principios termodinámicos.

Actualmente, uno de los fenómenos climáticos cíclicos que más nos interesa estudiar trata sobre el calentamiento de las aguas del Pacífico que terminan por calentar la atmósfera y provocan fenómenos meteorológicos extremos tales como huracanes, el blanqueamiento de corales y la pérdida de bancos de peces. Este fenómeno se conoce como El Niño. Los modelos AOGCM ayudan en la predicción de este fenómeno, con el fin de conseguir amortiguar sus efectos en las regiones locales. En mayo de 2023 se detectaron ciertos factores que indican que el fenómeno sucederá en los próximos meses, con efectos más intensos de forma progresiva, sobre todo durante los meses de invierno del hemisferio norte. Los primeros datos recogidos que arrojaron la evidencia de la proximidad de El Niño corresponden con un aumento de $0.5^{\circ}C$

La línea negra denominada como “Mean Model” representa el cálculo por meses de los diferentes campos y el cálculo posterior del error RMS. Es decir, no se calcula cada error RMS de forma individual para cada modelo. Los errores se estiman entre $13.1 Wm^{-2}$ [?].

La radiación de longitud de onda larga depende mucho de la humedad y de la temperatura atmosférica, así como de la cantidad y tipo de nubes que haya en el momento. El error que se ha conseguido con las simulaciones actuales se encuentra en un 5%, resultando satisfactorio teniendo en cuenta lo que se comentaba anteriormente de la dificultad de simular correctamente la nubosidad.

Además de las simulaciones que realizamos para el estudio de la atmósfera y los fenómenos meteorológicos que ocurren en ella, estos modelos son utilizados también en el estudio de las variaciones oceánicas.

en la superficie del océano Pacífico que recalienta la atmósfera. Mediante una comparativa con los datos obtenidos entre 1991 y 2020, en mayo de este año (2023) se detectaron sutilmente parámetros y condiciones que indicaban que comenzaba el fenómeno de El Niño, el cual tendrá su máximo desarrollo en el invierno de 2023-2024 [7]:

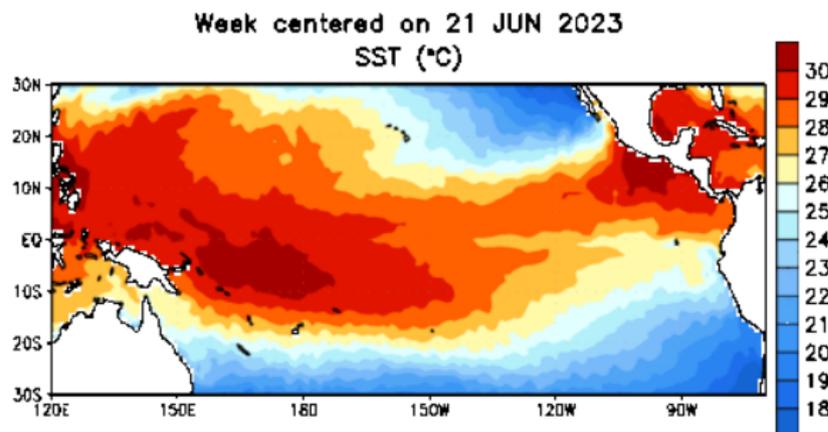


Figura 29: Ejemplo de una de las simulaciones de la temperatura de la superficie oceánica el 21 de junio de 2023 [link](#)

Otro de los modelos más avanzados de GCM es CM4.0. Consiste en un modelo climático que principalmente se centra en atmósfera y océanos pero que también contempla estudios de tierra y hielo. La simulación atmosférica es capaz de reproducir gases aerosoles y sus efectos debidos a las continuas emisiones. La simulación oceánica tiene en cuenta parámetros como la presión según la profundidad en la que nos encontremos, (a esto se le conoce como estudio vertical). Como se explicó anteriormente, este modelo también recoge simulaciones referentes a la tierra y al hielo. La simulación terrestre tiene en cuenta los cambios posibles que pueden darse en la vegetación, mientras que la simulación en los hielos es capaz de realizar análisis radiativos y dinámicos.

Todas estas características y niveles hacen que el modelo CM4 sea uno de los modelos climáticos actuales más avanzados, contribuyendo incluso en CMIP6²⁰, conjunto de resultados obtenidos por los modelos climáticos más punteros hasta la fecha recogidos por IPCC²¹. De estos resultados hablaremos más adelante.

4.1. Evolución en la complejidad de la modelización climática

Como vimos en secciones anteriores, los modelos climáticos se basan en métodos numéricos y computacionales. A mayor complejidad del modelo climático, mayor tiene que ser la capacidad computacional. Es por ello que los avances tecnológicos nos han dotado de herramientas y recursos para resolver sistemas cada vez más complejos. Al principio, la mayoría de las simulaciones analizaban únicamente los cambios en el equilibrio climático resultantes de duplicar la concentración de CO_2 en la atmósfera. Actualmente, muchos de los modelos climáticos desarrollados tienen en cuenta la dependencia temporal y son capaces de simular interacciones entre atmósfera-hidrosfera e incluso incluyen interacciones entre componentes

²⁰CMIP6: Coupled Model Inter-comparison Project Phase 6

²¹IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change

bioquímicos de los ecosistemas.

Es importante destacar que incluso el más simple de estos modelos, guarda un comportamiento complejo debido a la no linealidad de los problemas. Entender estos sistemas dinámicos no lineales se ha convertido en una notable fuente de investigación en nuestros días, y su correspondiente desarrollo matemático no solo es relevante en física, si no también en otros estudios interdisciplinarios. Los modelos climáticos, aunque sean sencillos, tienden al caos debido a esta no linealidad. Es por ello que muchas de las claves en los procesos de control de esta sensibilidad en los sistemas climáticos, requieren de escalas espaciales bastante reducidas. Los modelos climáticos complejos de circulación global son necesariamente complementados por los modelos simplificados a escala regional, lo que da una mayor información sobre esa área determinada. En la actualidad se habla de una jerarquía de modelos, donde la simulación más avanzada se basa en su anterior versión más simplificada, escalonando así en dificultad, hasta lograr un modelo lo más realista y preciso posible.

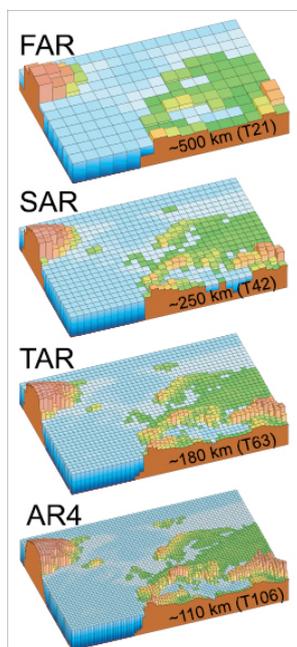


Figura 30: Progreso en la modelación climática [link](#)

No sería correcto afirmar que un modelo, aún siendo sencillo, fuese inservible en la predicción de fenómenos actuales. Modelos oceánicos sencillos han jugado un papel importante en el entendimiento de la ralentización de la circulación termodinámica del Ártico y muchos de estos modelos de circulación atmosférica han sido claves para analizar futuras consecuencias de la contaminación humana. Es decir, a pesar de la sencillez de los modelos, los resultados son, ante todo, satisfactorios y útiles.

La resolución de los generadores de modelos climáticos ha ido mejorando con el paso de los años. Los más conocidos son FAR (1990), SAR (1996), TAR (2001) y AR4 (2007). Como vemos en la siguiente imagen 30, las mejoras consisten en dividir en cuadrículas cada vez más reducidas el territorio que queremos estudiar, para así lograr obtener una información más precisa respecto a la realidad. Las ilustraciones de la Figura 30 muestran los avances en la resolución a lo largo de los años en una simulación del territorio europeo. Estos resultados provienen de las evaluaciones periódicas del IPCC, donde se publican una serie de resultados denominados “runs”, con el fin de refinar y comprobar los nuevos avances en los modelos climáticos.

4.2. CMIP

CMIP es el Proyecto de Intercomparación de Modelos Climáticos Acoplados ²². El objetivo principal consiste en ampliar nuestro conocimiento sobre el cambio climático a medida que somos capaces de afrontar tecnológicamente simulaciones más potentes. Este proyecto está constituido por diferentes fases de continua evolución, siendo cada una de un lustro de duración aproximadamente, poniéndolas en común con organizaciones e instituciones nacionales e internacionales, con el objetivo final de la creación de planes de acción y políticas frente al cambio climático inminente. En las siguientes secciones, explicaremos los resultados, sus comparaciones y las conclusiones de las dos últimas fases.

²²CMIP: Coupled Model Intercomparison Project

4.2.1. CMIP5 [11]

CMIP5 es la quinta fase de CMIP. Consiste en un proyecto desarrollado con el fin de mejorar los anteriores CMIP y avanzar en nuestro conocimiento sobre el clima pasado, presente y futuro. Los objetivos principales de este modelo pueden resumirse en cuatro:

- Evaluar los mecanismos responsables que provocan variaciones causadas por la nubosidad y el ciclo del carbono (en fases anteriores, la nubosidad suponía un problema grande a la hora de simular).
- Examinar cómo de predecible puede ser el clima y afinar nuestras predicciones actuales del mismo a una escala temporal de diez años.
- Analizar por qué para modelos que estudian los mismos fenómenos se obtienen resultados diferentes.
- Generar simulaciones de climas futuros atendiendo a las incertidumbres y a las vulnerabilidades de los ecosistemas, así como al impacto del ser humano en los mismos.

Los modelos que forman el CMIP5 pueden clasificarse según se escala temporal en larga escala temporal (siglos) y corta escala temporal (décadas). El de larga duración, por lo general, comienza con las condiciones iniciales de la época preindustrial, con el fin de analizar el desequilibrio provocado por la frenética actividad humana posterior. Los estudios de menor escala temporal se basan en observaciones de las condiciones de los hielos y los océanos, principalmente. Independientemente de que los experimentos fuesen llevados a cabo en larga o en corta duración utilizan modelos AOGCMs 4, explicados en la descripción de los modelos climáticos de circulación general.

Estos modelos acoplados AOGCMs tienen por objetivo principal estudiar las variaciones de los constituyentes atmosféricos, como pueden ser los gases de efecto invernadero, realizando simulaciones de los diferentes cambios que se dan tanto en atmósfera como en los océanos, la superficie terrestre y los hielos. Uno de los avances en el CMIP5, con respecto a los anteriores proyectos, es la posibilidad de realizar estudios de larga duración, en los cuales se han simulado por primera vez componentes bioquímicos relevantes en las variaciones de la concentración de carbono en la hidrosfera y atmósfera, así como en la biosfera terrestre y depósitos de carbono naturales. Es decir, por primera vez se ha logrado una representación veraz y satisfactoria del ciclo del carbono. Estos modelos también son conocidos como ESMs²³

Los experimentos CMIP5 desarrollados se apoyan enormemente en su fase anterior CMP3. En CIMP5 se incluyen más variedad de gases de efecto invernadero, aerosoles e incluso usos de suelo actuales (grandes zonas de cultivo, deforestación, etc). Estos nuevos escenarios son conocidos como RCPs²⁴. A modo de curiosidad, nunca se llegó a desarrollar una fase 4 del proyecto CMIP, se pasó de la fase 3 a la fase 5 directamente con el fin de coincidir con el IPCC AR5 (Quinto Informe de Valoración Climática).

Estos nuevos escenarios implantados en CMIP5 tienen en cuenta las perturbaciones del equilibrio energético terrestre y las consecuencias traducidas en un aumento de temperaturas. Estos modelos son complejos, no solo en su desarrollo, si no también a la hora de realizar un correcto análisis de los resultados, por lo que es muy importante no caer en sensacionalismos y atender a los expertos que analizan de forma científica y lo más correctamente posible las respuestas dadas por las simulaciones.

²³Earth System Models

²⁴Representative Concentration Pathways

4.2.2. CMIP6 [12], [13], [14]

Las mejoras del proyecto CMIP6 con respecto al CMIP5 se basan en la introducción de DECK, Diagnóstico, Evaluación y caracterización de Klima. El objetivo principal es el de ahondar más en cuestiones tales como cómo responde la Tierra al forzamiento, los orígenes y consecuencias de los posibles sesgos que se producen al implementar los modelos climáticos, un mejor análisis de los datos y su distribución, así como el desarrollo de simulaciones más concretas y específicas. Los datos usados en los estudios pertenecientes a DECK están estandarizados y son conocidos como *forcing datasets*.

CMIP6 utiliza escenarios futuros con el fin de predecir y estudiar los cambios en las emisiones, terreno y océanos. Estos escenarios son utilizados por y para el desarrollo de SSP²⁵ y RCPs²⁶.

Como definición general se podría decir que los escenarios SSP contemplan futuros cambios globales socioeconómicos hasta el año 2100. El uso que le damos a estos escenarios SSP tiene por finalidad desarrollar distintas políticas climáticas en respuesta a los datos analizados en el informe CMIP6, relacionándolos interdisciplinamente con las tendencias sociales, económicas, demográficas, ritmo de vida y políticas actuales y futuras. Debido a que los modelos solo pueden arrojar datos cuantitativos que posteriormente deben ser analizados, los escenarios SSP son un complemento cualitativo muy relevante. No solo son útiles en las fases de análisis de los datos obtenidos por las simulaciones si no también en el previo, ya que al comienzo del desarrollo de los modelos deben tenerse en cuenta los comportamientos de la sociedad como condiciones iniciales.

Se subdivide en 5 narrativas:

- SSP1: Sostenibilidad “Taking the Green Road”. Pasos hacia la atenuación y adaptación. Con desafíos pequeños cuya implantación se produce de forma gradual y se espera llegar a un camino más sostenible que respete los límites del planeta. Uno de los retos que contempla este punto es la reducción del consumo energético.
- SSP2: “Middle of the Road”. Este escenario muestra la diferencia entre el ritmo actual del desarrollo social, económico y tecnológico con respecto al desarrollo de las épocas anteriores. Actualmente existen importantes desigualdades entre Estados. Mientras que algunos gozan de una estabilidad económica y organizativa destacable, otros se encuentran en vías de desarrollo. Debido a la explotación masiva de recursos naturales, generalmente por parte de los Estados y las grandes economías occidentales, y a los recientes procesos de descolonización impulsados por las Naciones Unidas, muchos otros no disponen de los recursos ni de la libertad para poder alcanzar un desarrollo sostenible.
La Comunidad Internacional está focalizada, presuntamente, en lograr que esos avances se den de forma paulatina, seguramente movida en sus pretensiones por las crisis migratorias que están llegando a las fronteras de “occidente”.
- SSP3: Competencia Regional, “A Rocky Road”. Si bien existen diferentes organizaciones como Naciones Unidas o estructuras de cooperación como la Unión Europea, cuyas políticas se proyectan más allá de las propias fronteras de los estados miembros, estamos viviendo una época donde el sentimiento nacionalista está muy presente, lo que hace que muchos gobiernos tengan predilección por el desarrollo políticas intranacionales,

²⁵Shared Socioeconomic Pathway

²⁶Representative Concentration Pathways

frente a la cooperación de desarrollo internacional. En la Unión Europea tenemos dos ejemplos claros con Polonia y Hungría, apartadas de las políticas sociales comunitarias, incluso tras haber sido sancionadas por la Comisión Europea. Esta falta de interés por la inversión en el progreso ajeno facilita la prevalencia de las desigualdades económicas y sociales.

- SSP4: Desigualdad, “A Road Divided”. Es una realidad que existen naciones ricas en recursos, con estructuras gubernamentales débiles y que históricamente han sido víctimas de la colonización, lo que, como no podía ser de otra forma, las ha convertido en campos de explotación masiva de recursos. La estabilidad económica y la riqueza provienen de la disponibilidad de recursos y el mantenimiento de las posiciones de poder. Presionar, someter y explotar a las naciones débiles que además son ricas en recursos resulta esencial.

Estas desigualdades deben ser tenidas muy en cuenta en los estudios posteriores a los resultados de los modelos climáticos. No podemos aplicar las mismas políticas ambientales en todos los países ni exigirles la misma respuesta porque existen muchos territorios que no tienen los medios para adoptar nuevas fuentes de energía. Tampoco se debería exigir la misma responsabilidad a todos los países. La influencia que pueden tener India, China, o la Unión Europea entendida como una unidad, no es la misma que pueden tener Sudán del Sur o Sri Lanka. Los impulsos políticos deben enfocarse, lógicamente, sobre los países más contaminantes que coinciden con aquellos con un nivel tecnológico y comercial alto.

- SSP5: Desarrollo de los combustibles fósiles, “Taking the Highway”. Nos encontramos en un punto en el que la competencia comercial, la innovación tecnológica, los avances en salud y la mejora de la calidad de vida de la población es muy elevado en comparación con cualquier época anterior de la historia de la humanidad. El problema que encontramos ahora es que este bienestar descansa sobre la quema de combustibles fósiles como motor energético, y estos combustibles son perecederos, desapareciendo en menos de un siglo. Actualmente, la inversión en políticas intranacionales para tratar los problemas de contaminación a pequeña escala están resultando fructíferas, lo que arroja cierta esperanza de cara a continuar con nuestro modo de vida, gestionando de forma eficaz los materiales contaminantes y adaptándonos a nuevas formas de consumir, logrando a su vez reducir el impacto ambiental provocado por la actividad humana.

Los RCPs predicen la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera según la actividad humana. Son útiles a la hora de generar los modelos climáticos de largo y corto plazo, ya que ayudan a comprender cómo el clima puede llegar a cambiar en respuesta a las acciones de la población.

Los RCPs tienen que estar basados en escenarios ya existentes, es decir, con datos consensuados y únicos independientemente del modelo climático que se emplee para obtener los resultados. Tienen que ser datos y resultados representativos en cuanto a las concentraciones y emisiones de gases, ya que el objetivo principal en el uso de RCPs es el poder desarrollar políticas de prevención y acción frente a los cambios climáticos que van a darse con una probabilidad muy alta en nuestro planeta. Ya no es solo un estudio para observar qué comportamientos humanos afectan más al medio y tomar medidas preventivas o informar a la población de los peligros sino, más bien, observar las consecuencias debido a los comportamientos del presente y del futuro próximo.

Los RCPs son empleados también en la determinación de los componentes del forzamiento radiativo, necesario para poder modelar de forma correcta y explícita la química de la

atmósfera. El rango temporal con el que trabajan los RCPs tiene por límite el año 2100, aunque es necesario, y se está trabajando en ello, que los siglos posteriores queden cubiertos.

Los 4 escenarios RCPs pueden ordenarse de una mayor a una menor concentración futura de gases en la atmósfera, con sus respectivas consecuencias y características:

1. El primer escenario (RCP 8.5) contempla el caso de que no se tomen medidas de reducción en las emisiones por quema de combustibles fósiles y que la energía de los países se fundamente en los mismos, sin ningún plan de acción para desarrollar nuevas formas de energía limpia. En adición, si el uso de transportes alimentados por gasoil y gasolina sigue siendo la forma convencional de movernos, la temperatura global del planeta sufriría un incremento de 3.7°C a finales de siglo. El nivel del mar aumentaría 0.63 m y los fenómenos atmosféricos extremos serían más frecuentes, revistiendo una mayor intensidad. Afrontar todos estos cambios en el clima requeriría un gran costo a los países y acrecentaría la desigualdad, generando conflictos por los recursos naturales.
2. Si contemplamos un escenario donde existe algo más de consciencia con el medio (RCP 6.0), en el cual se han tomado medidas para la reducción de emisiones, las fuentes de energía son una mezcla entre energías renovables y no renovables, y además se consigue un cambio en los carburantes de los transportes, la temperatura global aumentaría 2.2°C y el nivel del mar ascendería 0.48 m. Los fenómenos meteorológicos extremos también aumentarían, pero de forma menos intensa respecto a lo contemplado en el escenario anterior. Lógicamente, el costo de los países sería algo menor a la hora de afrontar las nuevas consecuencias aunque aún sería muy elevado.
3. El tercer escenario (RCP 4.5) contempla que las medidas tomadas frente a la reducción de emisiones de gases de efecto invernadero a la atmósfera sea muy alta. Los medios de transportes estarían compuestos por una mezcla entre vehículos eléctricos, bicicletas y algunos que todavía utilizarían carburantes fósiles. Las fuentes de energía básicas serían renovables. A pesar de la positividad de este modelo, el incremento de la temperatura en el planeta sería de 1.8°C , con un aumento en el nivel del mar prácticamente igual que en el modelo anterior, 0.47 m. El costo de los países ante la nueva situación sería menor y los fenómenos extremos estarían más controlados.
4. El cuarto y último escenario (RCP 2.6) plantea que la reducción en la concentración de gases en la atmósfera resulte notoria. Las fuentes de energía serían renovables en su totalidad y habría una continua actividad en el desarrollo de nuevas tecnologías. Los transportes ya no estarían formados por motores de combustión. El impacto en el medio quedaría limitado a un aumento de la temperatura de un 1°C , con la ascensión del nivel del mar a 0.4 m. Además, el costo económico por país ante las nuevas condiciones sería muy inferior.

Las emisiones y medidas actuales indican que nos acercamos a un escenario RCP 4.5. Aunque no es el más negativo, tampoco es el más favorable. Continua siendo esencial llevar a cabo una fuerte inversión económica tanto por parte de Estados como de las grandes empresas privadas. A mediados de siglo podremos contemplar muchos de estos cambios. El perfecto ejemplo lo encontramos con el objetivo de neutralidad climática que persigue la Unión Europea antes de 2050. Como parte de este proyecto a medio plazo, encontramos la reciente decisión tomada por el Parlamento Europeo, a propuesta de la Comisión Europea, de prohibir la venta de vehículos nuevos que emitan CO_2 a partir de 2035 ²⁷. El escenario RCP 4.5 se ve reflejado a la perfección, puesto que con la normativa que pretende la UE, coexistirán en

²⁷Fuente: [link](#)

las carreteras vehículos de combustión comprados antes de 2035, aquellos de segunda mano comprados con posterioridad y los vehículos cero emisiones comercializados a partir de dicho año.

Volviendo con los modelos, comparemos ahora el modelo CMIP6 con el modelo CMIP5. Algunos de los puntos en los se que mejora este modelo son:

- Estudios sobre las nubes y los posibles cambios en su circulación.
- Estudios en las emisiones provocadas por la quema de biomasa.
- Estudios en las concentraciones de gases de efecto invernadero.
- Observación en los cambios de las gotas de agua de las nubes provocados por los aerosoles (efectos ópticos).
- Forzamiento radiativo.
- Análisis de cambios globales en las temperaturas de océanos y hielos (cambios en la criosfera).
- Predicciones sobre posibles cambios en frecuencia e intensidad de fenómenos meteorológicos extremos.

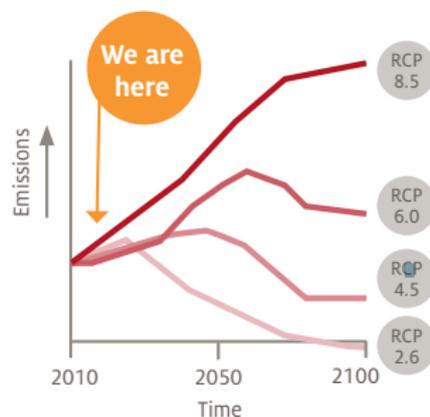


Figura 31: Gráfico de emisiones de gases de efecto invernadero a la atmósfera frente al tiempo. [link](#)

Con estos estudios y experimentos se espera poder entender mejor la influencia humana en la variación climática. Es importante destacar que la forma de trabajar en el análisis de estos modelos se fundamenta en probabilidades y no en afirmaciones rotundas. Se califican los posibles escenarios por nivel de confianza bajo, medio, alto y muy alto. Es un matiz a tener en cuenta, ya que la información tratada es delicada y puede usarse de manera poco objetiva según como se lea.

La primera conclusión a la que se llega es que el calentamiento atmosférico, oceánico y terrestre se debe principalmente a la influencia de la actividad humana. Los cambios que se han producido en la temperatura global son demasiado rápidos como para defender que no es debido a la influencia de la industria comercial y de transportes, actividades llevadas a cabo de forma frenética durante estas últimas décadas.

Otro de los resultados destaca el aumento continuado de las concentraciones de gases de efecto invernadero, llegando a alcanzar en 2019 medias anuales de 410 ppm en dióxido de carbono, 1866 ppb de metano y 332 pp de óxido nítrico. Con estos estudios se ha conseguido calcular que los océanos y la superficie terrestre han sido capaces de absorber un 56% de las emisiones de dióxido de carbono anual durante las últimas décadas. Se ha podido comprobar que las temperaturas globales han ido aumentando progresivamente década tras década desde 1850 (primeros años de la Revolución Industrial). Los aumentos en la temperatura han tenido mayor impacto sobre la superficie terrestre que sobre los océanos, llegando a aumentar entre 1.34 y 1.83°C de 2011 a 2020 en comparación con las temperaturas registradas entre 1850 a 1900 [13].

Las precipitaciones medias globales también han sido alteradas desde 1950. Los experimentos realizados arrojan como resultado que existe una alta probabilidad de que sea responsabilidad humana el cambio en la salinidad de los océanos y establecen que es probable que la tendencia humana haya contribuido a los cambios observados en las precipitaciones desde mediados del siglo pasado. El retroceso de los polos es otro de los temas de gran relevancia en los experimentos. Los estudios indican que la influencia humana ha contribuido en la disminución de la concentración de nieve en el hemisferio norte desde 1950 y en la fusión del manto de hielo de Groenlandia. Con respecto a la pérdida de masa de hielo en la Antártida, no se ha llegado a un consenso de que la actividad humana sea la principal responsable.

La temperatura de los océanos ha variado en sus capas más superficiales (hasta 700 m de profundidad) desde 1970. El aumento de la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera, provocado por la actividad comercial y de transportes entre otras, es el causante de la acidificación de las aguas en mar abierto en todo el globo. Además, los niveles de oxígeno han disminuido en las capas superficiales de los océanos desde las últimas décadas del siglo pasado. Este último resultado tiene un nivel de confianza medio en cuanto a que la responsabilidad de esta disminución sea debida plenamente a la actividad humana. Siguiendo con los estudio marítimos, se ha podido observar que el nivel del mar aumentó hasta 0.25 m entre el año 1901 y 2018 y los experimentos concluyen que la actividad humana es la principal responsable de esto.

Por último, los cambios en la biosfera terrestre han ocurrido en sintonía con los cambios en la temperatura global del planeta. Las zonas climáticas han sido desplazadas hacia los polos, tanto en el hemisferio norte como en el sur.

A continuación se van a exponer una serie de experimentos llevados a cabo en el CMIP6:

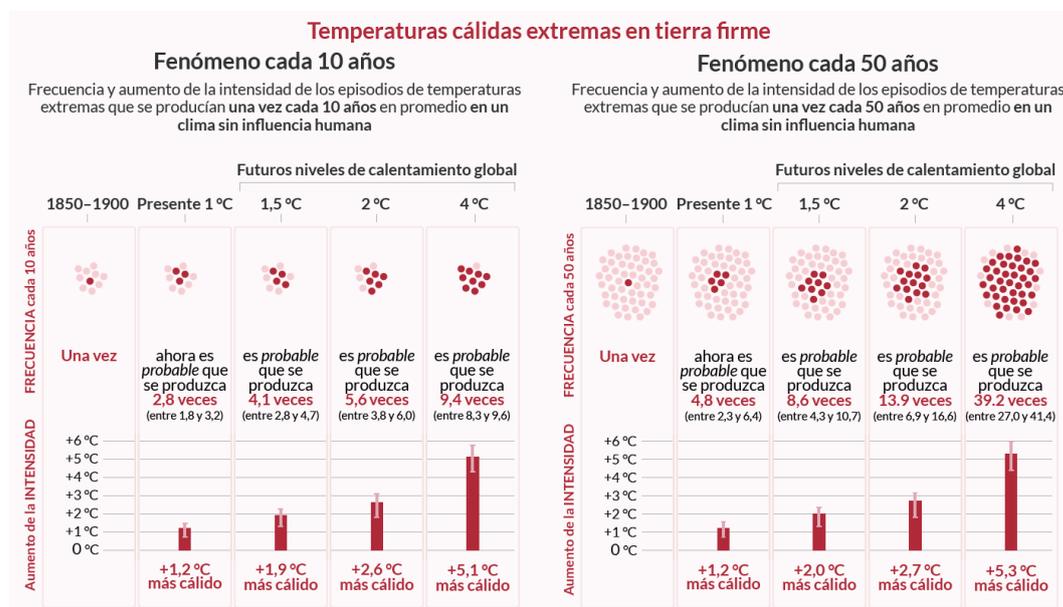


Figura 32: Frecuencia de las temperaturas extremas en superficie terrestre en períodos de 10 años y 50 años [13].

Observamos los cambios en fenómenos extremos debido al incremento de temperaturas globales sin influencia humana. Estas gráficas representan los aumentos en intensidad y frecuencia de temperaturas extremas comparándolos con las temperaturas registradas entre 1850 y

1900. Estas temperaturas extremas se definen como las temperaturas máximas diarias que se dan en la superficie terrestre. En el estudio se muestra que cada 10 años aumenta el promedio de estas temperaturas elevadas extremas.

Los puntos que observamos hacen referencia a cada año. Los oscuros indican los años en el que el umbral extremo es superado, mientras que los claros reflejan el la situación contraria. En la parte que estudia la intensidad, los valores hacen referencia a las medianas y a los rangos probables en un rango del 5 al 95 %.

El mismo experimento se realizó para el estudio de la precipitación intensa en tierra firme y para las sequías agrícolas y ecológicas en las regiones que tienen tendencia en un clima seco en un período de 10 años:

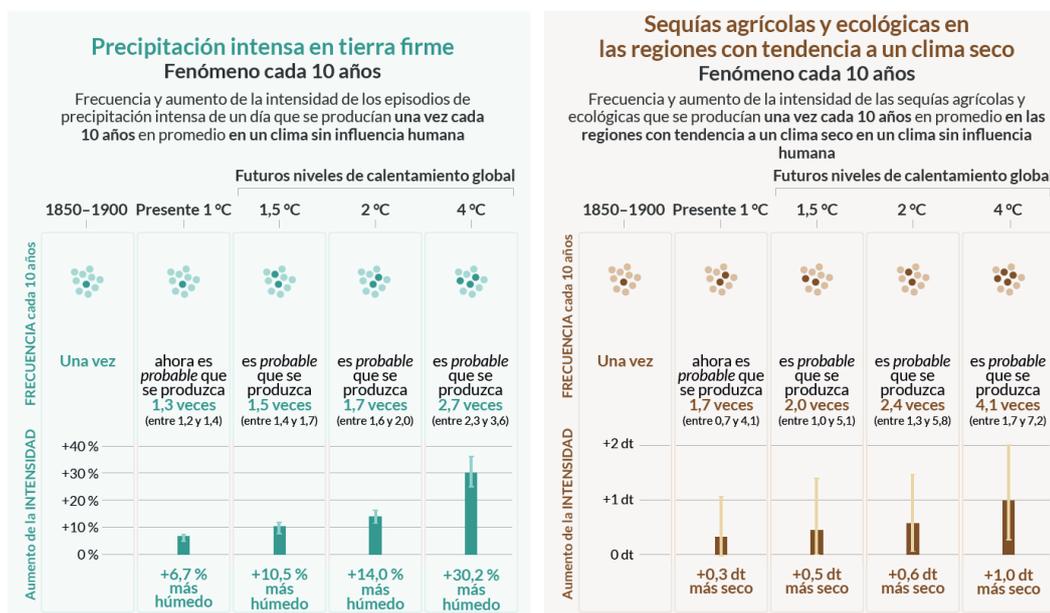


Figura 33: Frecuencia de las precipitaciones intensas y sequías agrícolas y ecológicas en regiones con tendencia a un clima seco con frecuencia cada 10 años [13].

Las precipitaciones intensas se definen como la cantidad de precipitación diaria que superó el promedio por lo menos una vez en una década comparándola con el período de referencia de 1850 a 1900. Las sequías se definen como la media anual de la humedad terrestre que esté por debajo del 10 % en referencia a los datos registrados entre 1850 y 1900.

Estas gráficas arrojan conclusiones interesantes. Está claro que el calentamiento global intensifica el ciclo del agua a una escala planetaria. Las precipitaciones sufrirán un aumento tanto en intensidad como en frecuencia en latitudes altas, en regiones monzónicas (especialmente Asia Suroriental, Meridional y Oriental, así como en África Occidental) y en las regiones del Pacífico ecuatorial, mientras que disminuirán en las zonas limítrofes de los trópicos y subtropicos. En resumen, el aumento o disminución extrema de precipitaciones depende en gran medida de la región del planeta en que nos encontremos, generándose desequilibrios enormes entre unas zonas y otras.

Las trayectorias de las tormentas también serán alteradas, sufriendo un desplazamiento hacia el sur y aumentando su intensidad en latitudes medias, sobre todo en el verano de las regiones del hemisferio sur. Como noticia positiva, se ha barajado la posibilidad de que a

corto plazo, el efecto de la recuperación de la capa de ozono contrarreste estos cambios en las trayectorias e intensidad de las tormentas.

Otro de los experimentos desarrollados en CMIP6 se centra en el estudio de las emisiones de CO_2 y la capacidad de reabsorción que el planeta tiene del mismo.

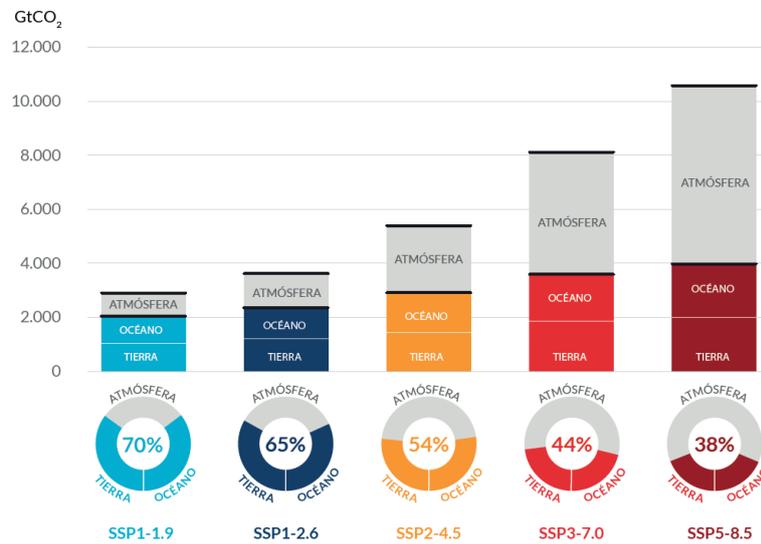


Figura 34: Emisiones de CO_2 causadas por la influencia humana, absorbidas por los sumideros terrestres y oceánicos en 2100 en 5 escenarios diferentes [13].

Se prevé (con un nivel de confianza alto) que los sumideros de carbono terrestres y oceánicos pierdan eficacia en la absorción de CO_2 a medida que éste aumente su concentración en la atmósfera. A pesar de que se observa que los sumideros absorben una mayor cantidad en términos absolutos de dióxido de carbono en los escenarios en los que las emisiones son altas, poco a poco esta reabsorción es menos eficaz, lo que deriva en una acumulación de gases en la atmósfera que no pueden ser reintegrados, generando, obviamente, un desequilibrio energético en el planeta. Esta disminución en la eficacia de absorción se prevé para la segunda mitad de siglo.

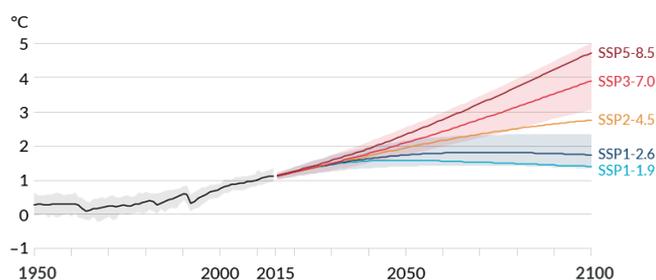
Los resultados obtenidos de los modelos arrojan una gran incertidumbre sobre la concentración de CO_2 en la atmósfera ya que, como vemos en el gráfico 34, la concentración de dióxido de carbono es muy dependiente del escenario en el que nos encontremos. Además, tenemos otra incertidumbre a la hora de ejecutar los modelos, ya que no se ha podido simular de forma exitosa los flujos de dióxido de carbono y metano procedentes de humedales, los efectos de los incendios forestales, ni el deshielo de permafrost; aspectos que aumentarían las concentraciones de los gases en la atmósfera.

Explicando de forma más concreta la gráfica 34, observamos las emisiones acumuladas de CO_2 causadas por la influencia humana absorbidas por los sumideros oceánicos y terrestres en 2100 dependiendo del escenario en el que nos encontremos. Las simulaciones de los modelos se llevan a cabo desde 1850 hasta 2100, por lo que el análisis de los sumideros de carbono contempla emisiones pasadas, presentes y futuras. De 1850 a 2019, los sumideros absorbieron 1430 GtCO₂, lo que se corresponde con el 59% de las emisiones. En los gráficos de barras podemos ver la cantidad prevista de emisiones generadas por la actividad humana entre 1850 y 2100 que quedará concentrado en la atmósfera (gris) y que será reabsorbida (color) por los sumideros terrestre y oceánicos en 2100. En los gráficos de forma circular observamos

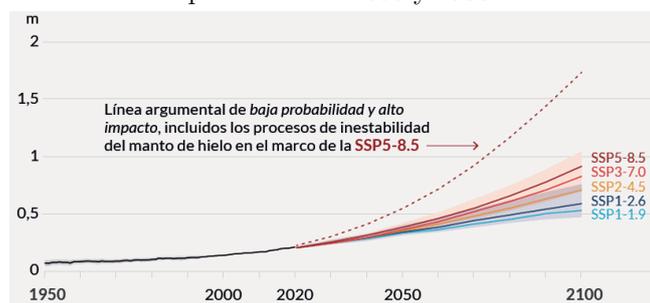
la proporción de emisiones humanas de CO_2 acumuladas absorbidas por los sumideros y la proporción que se mantiene en la atmósfera a finales de siglo.

Lo más preocupante de los efectos de la actividad humana en las emisiones de gases es que muchos de ellos no son reversibles hasta pasados siglos e incluso milenios, por lo que cuanto más tardemos en aplicar medidas respetuosas con el medio, más tiempo perdurarán los daños que estamos causando.

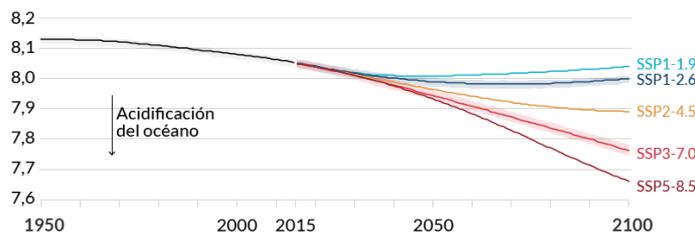
Entre las consecuencias más perjudiciales se encuentra el incremento de temperatura. Al igual que en el estudio de emisiones de gases a la atmósfera, el aumento de temperatura global y sus consecuencias depende mucho del escenario en el que nos encontremos. En las siguientes imágenes podemos ver los cambios en la temperatura, en el ph de las aguas y en el nivel del mar dependiendo del escenario.



(a) Cambio en la temperatura de la superficie terrestre con relación al período entre 1850 y 1900



(b) Cambio del nivel del mar en relación al año 1900



(c) Cambio del pH de la superficie de los océanos

Figura 35: Consecuencias de la actividad humana dependiendo de diferentes escenarios de acción [13].

Con un nivel de confianza alto podemos afirmar que la temperatura de los océanos va a sufrir un aumento en todo el mundo, con respecto al periodo entre 1970 y 2018. La estratificación de las capas más superficiales de los océanos, así como el cambio a un pH más ácido, provocarán una desoxigenación de las aguas a nivel planetario. Estos cambios serán continuos en lo que queda de siglo, con una intensidad mayor o menor, dependiendo de la concentra-

ción de emisiones expulsadas a la atmósfera. No son fácilmente reversibles. Aunque ahora mismo se tomasen todas las medidas necesarias para pararlos, deberían de transcurrir siglos, o incluso milenios en algunos casos, para poder encontrarnos en una situación fuera de peligro.

En los gráficos podemos ver que, dependiendo del escenario tenido en cuenta, los aumentos de temperatura, pH ácido y del nivel del mar varían. Las zonas sombreadas corresponden con la incertidumbre de los datos. Las curvas negras hacen referencia a las simulaciones históricas, con el fin de poner en contexto los cambios futuros.

En el primer gráfico se aprecian los cambios en la temperatura global de la superficie terrestre con respecto al periodo entre 1850 y 1900. Las simulaciones son resultado de los modelos CMIP6 y evaluaciones de la sensibilidad de equilibrio climático.

El segundo gráfico muestra los cambios futuros en el nivel medio del mar en todo el planeta para el año 2100 con respecto al año 1900. Las conclusiones extraídas de este gráfico solo tienen en cuenta los resultados de los escenarios SSP1-2.6 y SSP5-8.5, ya que no contamos con suficientes simulaciones de los demás escenarios para períodos superiores a 2100 como para obtener argumentos sólidos.

El tercer gráfico corresponde con la variabilidad del pH de la superficie oceánica.

4.3. Consecuencias observadas con los modelos debido a la subida de temperaturas

Durante la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, que tuvo lugar en París en diciembre de 2015, se alcanzó el Acuerdo de París²⁸. Los estados firmantes se comprometieron a que sus políticas se orientarían a tratar de limitar el aumento de la temperatura global en 1.5°C . El compromiso se vio gravemente perjudicado por la retirada de EE. UU. en el año 2020, bajo la administración Trump, con el pretexto de que el Acuerdo socavaba su economía. El país norteamericano siempre es un aliado vital en la comunidad internacional, en este caso con más razón, al ser el segundo mayor emisor de gases de efecto invernadero hasta la fecha. En 2021 EE. UU. se reincorporó al Acuerdo con el cambio presidencial.

Actualmente, el objetivo de mantener al planeta por debajo de una subida de 1.5°C es completamente irreal. Entre 2030 y 2040 se alcanzará este incremento y a final de siglo llegaremos a más 2°C . A día de hoy ya hemos aumentado en 1°C la temperatura global media. Los compromisos pactados en el Acuerdo de París son ahora insuficientes para cumplir con los objetivos fijados, por lo que se están desarrollando nuevos planes de acción con el fin de paliar de forma efectiva las consecuencias inminentes de esta subida de temperaturas. Aunque nos pueda parecer que 2°C no suponen una gran diferencia en nuestro día a día, a escala global acarrea consecuencias muy importantes. Podríamos decir que nuestro planeta tiene “fiebre”, es decir, está “enfermo” y no va a comportarse de la misma forma que si no padeciese esta subida de temperatura.

La consecuencia más lógica que podríamos esperar es que las olas de calor y las altas temperaturas en regiones que ya de por sí son cálidas pondrán en peligro a la población de las mismas, provocando que una gran cantidad de personas tengan que emigrar a lugares más fríos.

²⁸30 de Noviembre a 11 Diciembre de 2015

El aumento del nivel del mar es otra de las consecuencias más sonadas, y viene estrictamente ligado al derretimiento de los polos y el permafrost. Se estima que 6.6 millones de kilómetros cuadrados de permafrost se derretirán en la subida de temperaturas.

Sin embargo, además de estas consecuencias que pueden parecer lógicas, nos enfrentamos a muchos más peligros que nos perjudican de forma directa. Las cosechas serán mucho más complicadas de mantener, reduciéndose sus frutos y provocando que la cantidad de alimentos disminuya, frente a una población mundial que se mantiene en continuo crecimiento. Además, perderemos un 16 % de variedad de plantas, así como el 18 % de insectos. Debido al cambio de bioma de una gran cantidad de ecosistemas, un 8 % de vertebrados se verán extintos.

La subida de temperaturas tendrá su gran impacto en los océanos, con una pérdida del 99 % de los corales y con la pérdida de 3 millones de toneladas de pesca.

4.4. Simulación con EN-ROADS [15]

EN-ROADS es un modelo de simulación del cambio climático a largo plazo mediante la variación de parámetros como las fuentes de energía, el transporte y las emisiones producto de la industria. El objetivo de esta simulación es observar cómo estos cambios alteran la temperatura global y hasta qué punto tenemos que modificar nuestro comportamiento para lograr los objetivos impuesto por los principales acuerdos climáticos.

EN-ROADS ha sido desarrollado por Climate Interactive ([link](#)), Ventana Systems ([link](#)), UML Climate Change Initiative ([link](#)) y (MIT Sloan [link](#)).

La situación actual está representada en EN-ROADS de la siguiente manera:

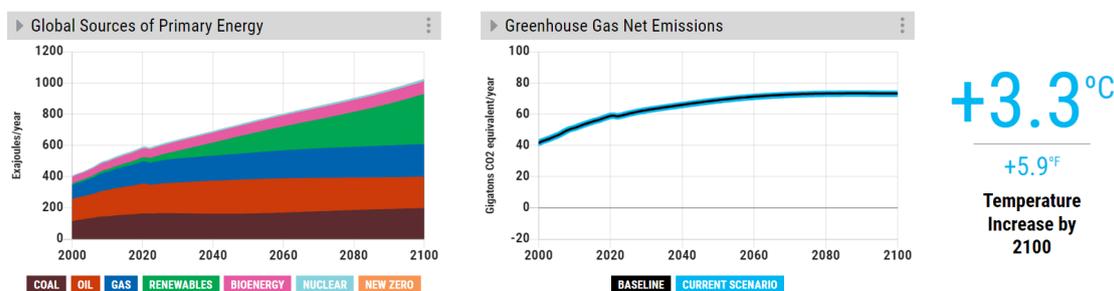


Figura 36: Situación actual según EN-ROADS [link](#)

Como vemos, de seguir igual que hasta ahora, la temperatura terminará por ascender 3.3°C a finales de siglo, lo que sería un fracaso de las pretensiones perseguidas por los acuerdos internacionales, un aumento máximo de 2°C . Este comportamiento traería consecuencias importantes a nivel global, tal y como vimos en la sección 4.3, con su consecuente crisis, tanto climática, como económica.

Por ello, a continuación voy a generar un escenario propio en el que el aumento de temperatura global no supere los 2°C . El objetivo es generar un escenario lo más realista posible, teniendo en cuenta el comportamiento humano y el ritmo de vida que el primer mundo no está dispuesto a renunciar²⁹.

²⁹Este escenario lo he generado en base a las condiciones iniciales usadas en los modelos climáticos expuestos anteriormente y bajo mi propio criterio, ya que hay parámetros que son complicados de calibrar de forma plenamente objetiva

Actualmente estamos viviendo un aumento alto en los impuestos del petróleo y el carbón, por lo que no es de extrañar que lo sigan haciendo a lo largo del siglo, según se vayan agotando. Estas subidas, que podrían ser desorbitadas, empujarán a la sociedad a la búsqueda de alternativas, de ahí el aumento en el subsidio en energías renovables, el desarrollo en nueva tecnología y gas natural. A pesar de que la energía nuclear es aún una materia pendiente, creo firmemente que a medida que se encarezcan los precios en los carburantes convencionales, muchos países van a reabrir sus centrales.

En el conjunto de parámetros del transporte, la electrificación será de lo más incentivado, así como la eficiencia energética. En los edificios e industria la electrificación será también muy alta, debido a que van a tener que cumplir con las nuevas normativas más conscientes que se van a ir desarrollando.

Según el comportamiento de la sociedad actual, he considerado variar los parámetros de crecimiento de población a uno más alto con un bajo crecimiento económico. A pesar de que las tasas de natalidad y mortalidad son bajas en muchos países, la población global sigue creciendo y no parece que vaya a haber un receso en lo que queda de siglo.

El sector de uso suelo e industria es todavía muy complicado de cambiar. La deforestación está a la orden del día y la forestación, aunque hay muchas campañas relacionadas con ella, no está lo suficientemente desarrollada, además de que sus consecuencias tardan en ser notables.

Por todas estas razones, he variado los diferentes parámetros de la simulación de la siguiente manera:

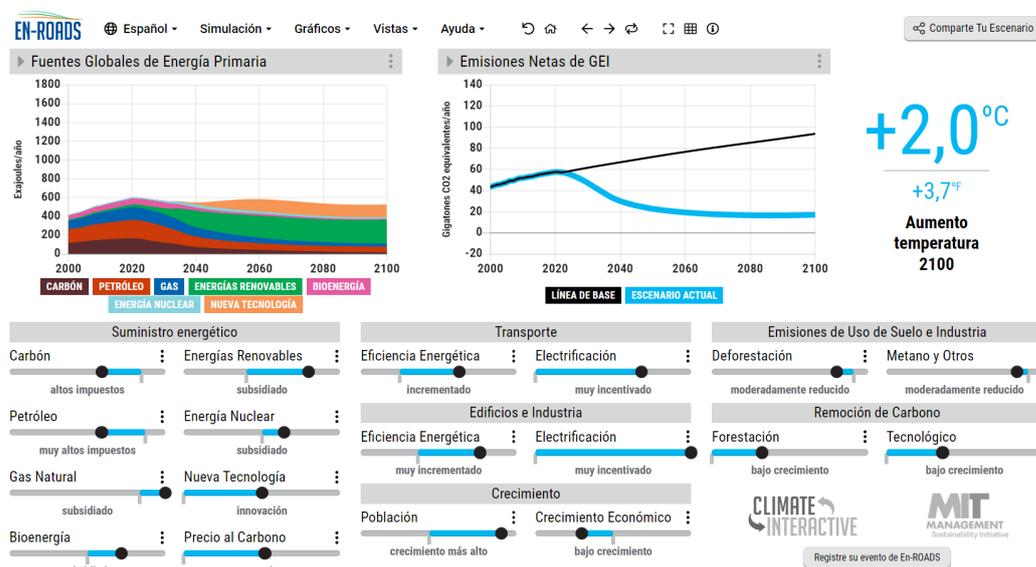


Figura 37: Mi plan en EN-ROADS [link](#)

Mi plan desarrollado se basa principalmente en la subida de impuestos en el suministro energético procedente de combustibles fósiles, tales como el carbón y el petróleo. Observando la tendencia de la humanidad de no hacer muchos cambios hasta que las amenazas son inminentes, he supuesto que hasta que los combustibles fósiles no estén lo suficientemente caros no vamos a dejar de utilizarlos tan a la ligera. Debido a que sabemos que en un corto período de tiempo vamos a tener que comenzar a proveernos de energía por otros medios, he

supuesto, de una forma muy optimista, que los gobiernos subencionarán gran parte de las energías renovables de las que dispongamos, así como de la energía nuclear.

Otro de los puntos fuertes de este escenario se centra en el transporte, parte fundamental en un mundo tan globalizado. El desarrollo tecnológico es y será muy relevante en este sector. A día de hoy hay grandes empresas invirtiendo en vehículos eléctricos ya sea de forma total o parcial, con modelos híbridos. A mediados de siglo, si no se hace antes, veremos una alteración drástica en la forma que tenemos de movernos pero sobre todo observaremos un cambio en transporte de mercancías nacional e internacional.

En cuanto a las nuevas construcciones, es importante que se desarrollen con un plan de autosostenibilidad, con el que viviendas y otros edificios que requieran de energía puedan autoabastecerse de la mayor cantidad posible. No solo es importante la electrificación y la eficiencia energética en las construcciones en sí, sino también el proceso de creación de las mismas. No tiene sentido hacer una urbanización sostenible si para su desarrollo es necesario transportar materiales de sitios muy lejanos que incrementen la contaminación en transportes, o que esos mismos materiales estén basados en plásticos o maderas.

La industria es un campo complicado de cambiar. A las empresas no les gusta perder dinero, por lo que invertir en energías renovables u otras formas energéticas que a corto plazo les acrecentaría el costo de sus productos no es realista. Sin embargo, con el encarecimiento de los combustibles, serán las más interesadas en un desarrollo eléctrico y sostenible con el fin de no frenar su producción ni disminuir sus ganancias, por lo que en poco tiempo se verán avances en este sector. Además, debemos entender que el motor de las empresas es el beneficio con el menor costo posible por su parte, por lo que a medida que la población va aprendiendo a ser más sostenible, sus clientes demandarán una consumición más sana con el planeta. Esto ya es conocido por las empresas y a día de hoy se dan diferentes estrategias y proyectos a medio y largo plazo con el fin de que, cuando se dé esta situación, estén lo suficientemente preparados y listos para los nuevos retos. Es importante conocer que, los diferentes acuerdos a los que llegan los países después de los análisis de los modelos climáticos generan nuevas tasas de comercialización. Las empresas deben cumplir ciertos requisitos, cada vez más exigentes, para comerciar de forma internacional. De esta forma, se ven presionadas también a la gestión de nuevas formas de industrialización que facilite y no encarezca su actividad.

En cuanto a emisiones de uso de suelo e industria no he sido demasiado optimista. La deforestación creo que se verá levemente reducida, así como la emisión de metano y otros gases. Debido a nuevas iniciativas, es posible que haya un pequeño repunte en reforestación, aunque hasta pasado un tiempo no se verán los resultados de la misma, ya que los árboles tardan un período largo en producir cantidades de oxígeno que puedan ser relevantes en el cambio.

4.4.1. Viabilidad política

La actual Comisión Europea, presidida por Úrsula Von Der Leyen, ha redactado la Nueva Agenda Estratégica 2019-2024. Los objetivos aquí recogidos persiguen el progreso hacia una Europa ecológica y sostenible. El fomento de la inversión pública y privada, además de desarrollo en mercados sostenibles, son claves para acelerar la transición a una nueva realidad menos contaminante.

La posición geográfica de España es idónea para convertirse en una potencia verde a nivel europeo, y por tanto encabezar el futuro de la Unión. Sin embargo, la inversión pública

destinada al sector ecológico es insuficiente, siendo causa principal la ignorancia y desinterés de la clase política, además de la falta de inversores. En lugares como Almería tenemos un terreno próspero para la instalación de grandes campos de paneles solares, además de una alta incidencia de radiación a lo largo de todo el año. Puntos como Tarifa son ideales para la instalación de parques eólicos eficientes. Podrían introducirse en el debate las consecuencias paisajísticas aunque, personalmente, no creo que sea la razón por la que no se realizan estas inversiones tan fuertes. Creo que si no se elabora un plan a corto plazo, donde los resultados puedan apreciarse durante la duración de una legislatura para que el respectivo gobierno obtenga rédito político de ello, no se van a llevar a cabo medidas arriesgadas, ya que los resultados podrían asociarse al partido que gobierne en el momento en el que se materialice los beneficios de la inversión.

4.4.2. Medidas a nivel individual

Una medida en la que podrían participar de forma directa los ciudadanos es la inversión en un vehículo eléctrico. Sin embargo, actualmente, la ganancia económica del ciudadano medio en España no es suficiente como para poder permitirse un coche con estas características. Además, no hay puntos de carga accesibles para todo el mundo, ya que a diferencia de un vehículo de gasoil o gasolina, el proceso de llenar un depósito tarda varias horas.

Otra medida muy beneficiosa a nivel individual es la instalación de paneles solares en las casas y edificios, ya que la cantidad de energía que se puede producir hace que las viviendas sean autosuficientes. En España ha sido una realidad creciente durante la última década, que se ha visto desvirtuada en ciertos momentos, como sucedió con la creación del, coloquialmente llamado, Impuesto Sol, ya derogado desde 2018, a las personas propietarias de una vivienda con instalación de placas solares, debido a las presiones ejercidas por empresas energéticas. Este episodio supuso un atraso en el desarrollo de las energías renovables en España.

Personalmente, sin ser una persona que lo practique, tanto el veganismo como el vegetarianismo son medidas bastante ecológicas. Imaginándonos un futuro hipotético en el que el mundo decide dejar de consumir productos cárnicos, todas las hectáreas destinadas para la alimentación de ganado, así como las infraestructuras y maquinaria necesaria para sostener la ganadería intensiva dejarían de existir, eliminando una importante fuente de contaminación. Otro de los factores en los que veríamos una gran reducción es en las emisiones del gas metano. Las vacas son unas productoras naturales de gas metano, lo cual no sería problemático si hubiese pocas. Sin embargo, hay decenas de millones. En Mayo de 2021, el número de ganado bovino era de 6.922.951 cabezas, solamente en España, (país de 505.990 km^2)³⁰. El ganado porcino y el ovino son otra fuente de contaminación a tener en cuenta. Este último, no es solo destinado a la alimentación, sino también a la industria textil, por lo que el compromiso ciudadano debería ser aún mayor. Lógicamente, a corto plazo no es realista que la población vaya a dejar de consumir de forma significativa estos productos y alimentos, aunque opino que un control y regulación de los mismos sí la veo posible si hay una educación y responsabilidad previa a nivel individual.

4.4.3. Ganadores y perdedores

Este plan, el cual requiere una intervención global, los grandes perjudicados, como siempre, serán los países en vías de desarrollo. Como su propio nombre indica son naciones que se encuentran inmersas en un proceso de desarrollo, por lo que si de repente se encareciesen los combustibles el daó sería mayor para ellos. Además, los avances tecnológicos que se hagan a

³⁰Datos obtenidos del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación de España ([link](#))

nivel europeo, asiático o estadounidense no llegarán a estos sitios hasta pasados muchos años.

El sector del transporte de largas distancias puede verse perjudicado si no hay avances en nuevos medios eléctricamente eficientes, con los que puedan seguir desplazándose de manera continuada. Las petroleras serán unas de los grandes perjudicados, ya que será un sector abocado a la extinción.

Obviamente, las centrales eléctricas serán las mayores beneficiarias de este cambio, ya que la electrificación será la base energética de una nueva sociedad. Todas las empresas que decidan invertir en cualquier tipo de energía renovable se beneficiarán de forma económica directamente.

El hecho de que los combustibles se encarezcan, puede hacer que todas las personas que no dispongan de los medios para conseguir un vehículo eléctrico sufran graves problemas para llenar un depósito, así como la pequeña empresa que no pueda invertir en electrificación. Otro problema que agrave los anteriores puede ser la mala acción de los gobiernos a la hora de gestionar la energía que produzcamos. Pueden llegar a aprovecharse y poner impuestos altos a los ciudadanos con el fin de lucrar a determinadas empresas que les son favorables.

Como cualquier otro plan, éste necesita de personas altamente responsables y bien asesoradas, que pongan estos cambios como el centro del interés público del futuro próximo.

4.4.4. Observaciones

Lo primero que me pareció curioso es que la reducción de la quema de combustibles no es tan definitiva a la hora de frenar el calentamiento del planeta según el modelo EN-ROADS. Más bien, sería la reducción de la población uno de los factores donde más cambio podríamos observar a nivel global. Esto tiene mucho sentido. Un crecimiento de la población incrementa las necesidades alimenticias y textiles en todo el mundo, dos de las industrias más contaminantes. Aumentar los campos de cultivo, significa usar terrenos naturales como zonas de siembra, así como lugares donde pueda pastar el ganado, el cual también necesita de alimentos que requieren de grandes plantaciones y siembras. Las emisiones de metano y otros gases es uno de los parámetros que más variación produce en la temperatura global, lo cual, como ya expusimos en secciones anteriores, está estrechamente relacionado con la producción de residuos del ganado bovino.

La apuesta por nuevas tecnologías es otros de los parámetros que tienen gran impacto en la reducción del calentamiento global. Una vez consigamos un rendimiento económico como el que tenemos actualmente, sin depender de combustibles fósiles ni industrias altamente contaminantes, gran parte del problema del calentamiento se verá reducido.

Ya sea por moda o por concienciación, parte de la población se está introduciendo en nuevas formas de alimentación como el veganismo. Sin embargo, además de que el número de estas personas es bastante reducido como para ser significativo a nivel ecológico, en mi opinión, no es una práctica que sea accesible a todo el mundo. Centrándonos solo en Estados Unidos, donde una sola pieza de fruta, ni siquiera fresca, puede alcanzar valores de 10\$, muchas familias optan por dar de comer a sus hijos alimentos más procesados, generalmente de origen animal y plastificados, en vez de contribuir a una nutrición ideal *ecofriendly* con envases ecológicos. Es aquí donde grandes empresas de alimentos procesados se benefician, ya que la venta de sus productos es a un precio increíblemente bajo, ofreciendo cantidades industriales.

La inversión individual en placas solares en las viviendas puede marcar una gran diferencia en nuestro día a día, permitiéndonos la autosuficiencia en nuestras casas, lo que se traduce en un ahorro considerable que podríamos reinvertir en coches eléctricos u otras medidas que a corto plazo supongan un desembolso importante. En el sector automovilístico se está viendo un gran avance en la electrificación de los vehículos. La mayoría de ventas actuales en este sector se centran en vehículos particulares híbridos, mucho menos contaminantes que los vehículos por combustión. Además, ya hay personas invirtiendo en coches totalmente eléctricos, por lo que es una realidad que hay cambio muy positivo en automoción. Ahora, faltaría que todo el mundo pudiese permitirse este tipo de vehículos, así como la existencia de puntos accesibles de carga para todo el mundo. El segundo punto, por ahora, es mucho más realista que el primero, sin dejar de ser también complicado.

5. Conclusiones

En este trabajo hemos abordado desde el comienzo la influencia del clima sobre los seres humanos y la influencia de los seres humanos en el clima. Hemos visto la definición de clima, sus características y clasificación, además de los diferentes métodos que tenemos para la determinación y cálculo del mismo. A modo de resumen, vamos a recopilar las conclusiones a las que podemos llegar con los estudios y los modelos climáticos desarrollados hoy en día.

La Tierra, como cualquier sistema físico, trata de mantenerse en un equilibrio energético. En los primeros capítulos observamos algunos de los mecanismos de equilibrio, tales como el intercambio radiativo entre la emisión solar y la terrestre y los movimientos de aire según la latitud. Esto conforma un planeta dinámico, con su atmósfera, hidrosfera, biosfera, criosfera y litosfera, continuamente cambiantes, lo que genera diferentes características naturales dependiendo de la región del planeta en la que nos encontremos. Nosotros, como humanos, hemos querido clasificar estas características naturales en climas diferenciados. Es posible que al hablar de forma cotidiana de los diferentes climas solo pensemos en la geografía sin profundizar más allá. Sin embargo, en este trabajo, hemos comprobado que el hecho de que el planeta sea un lugar con temperaturas, humedades y fenómenos meteorológicos tan variados se debe a fundamentos puramente físicos. Por ejemplo, que las zonas del ecuador sean tan cálidas y secas se debe a que el Sol tiene una mayor incidencia en esos territorios. Ese aire más cálido y ligero se desplaza hacia las zonas de mayor latitud, enfriándose y generando fenómenos meteorológicos diversos.

Hemos visto también que el planeta es un sistema de sistemas. La atmósfera, criosfera, hidrosfera, biosfera y litosfera necesitan de los otros sistemas para completar sus ciclos y procesos naturales. Esto se ejemplifica de forma muy clara en el ciclo bioquímico del carbono, donde las concentraciones del mismo varían de un sistema al otro, conservándose así un equilibrio natural. Esta interacción es determinante en el clima terrestre y marítimo.

El grueso del trabajo aborda los modelos climáticos y, realmente, lo que tratan de resolver es la pregunta de qué pasa si alteramos el equilibrio natural del planeta. A día de hoy, ya hemos alterado este equilibrio y no hay una marcha atrás posible, a no ser que la humanidad desaparezca y transcurran muchos años de regeneración de especies, junto a una disminución de concentraciones de gases y residuos. Es decir, nos encontramos en un punto de solo mirar hacia delante y tratar de seguir avanzando como sociedad minimizando los daños. Para esto son creados realmente los modelos climáticos. Con ellos estudiamos el clima pasado, el presente y el futuro. En materia puramente física nos quedamos con un desarrollo del modelo, análisis de los datos y estudio de las conclusiones. No obstante, la importancia de los modelos es interdisciplinar, abarcando campos que no necesariamente tienen que ser científicos. Muchos de estos modelos están siendo utilizados por grandes empresas como guía para reducir sus emisiones y poder conseguir permisos de exportación. El comercio internacional se enfrenta a cada vez más importantes cargas y sanciones económicas si no cumple con las normativas “verdes”, por lo que su interés en la reducción de emisiones y residuos, aunque sea meramente económico, se basa en los resultados de los modelos climáticos y sobre todo en las nuevos acuerdos y protocolos que se establecen en base a ellos.

En el análisis de los modelos hemos visto que nos encontramos en el escenario RCP 4.5. No tenemos más remedio que tomar medidas, pero el problema radica en que los que de verdad pueden hacer un cambio en la situación climática son las personas que conforman los gobiernos y las empresas más poderosas. Por mucho que nosotros reciclemos y pongamos paneles solares, la diferencia solo será notoria si las enormes emisiones de gases, vertidos y

demás residuos son eliminadas, o por lo menos, reducidas en la medida de lo posible. Aunque siempre se explica el cambio climático desde una perspectiva “salvadora” del planeta, como científicos, no debemos cegarnos por sensacionalismos. El motor que mueve a los gobiernos y a las empresas no es la conciencia naturalista, sino la económica. A raíz de los resultados de los modelos climáticos desarrollados se han creado medidas y sobre todo políticas para paliar los efectos del cambio climático. Actualmente, grandes empresas están invirtiendo mucho en el desarrollo de nuevas energías o alternativas, tales como proyectos de transporte a corta distancia 100 % eléctrico o la reutilización de su propia maquinaria para la obtención de piezas para recambios y realquiler. En definitiva, una economía circular donde dependamos menos de las materias primas y generemos menor cantidad de residuos.

Volviendo al tema de la perspectiva “salvadora” del planeta, debemos tener muy claro que el que tomemos medidas para minimizar los efectos climáticos no tiene un fin en el propio planeta sino en nosotros mismos. En los primeros capítulos, estudiamos la evolución del planeta y observamos los diferentes ciclos y climas que han sucedido en el la Tierra, hasta llegar al planeta que conocemos hoy en día. El clima global ha pasado por varias glaciaciones, periodos de temperaturas muy altas e incluso una atmósfera sin oxígeno en la que era posible la vida (bacterias unicelulares). Continuar con la actividad actual solo nos perjudica a nosotros, (y por supuesto a las especies que estamos extinguiendo), pero si no queremos tomar medidas y finalmente se da un cambio climático importante que ocasione la extinción de la raza humana, el planeta se regenerará y volverá al equilibrio de la forma más óptima y resolutive posible.

6. Glosario

- **Clima:** estadística del tiempo atmosférico. Es medida mediante la evaluación de patrones de variación de temperatura, presión, precipitación, humedad y otros elementos constituyentes del clima en una determinada zona. Para determinar el clima en una determinada región, se requiere un período mínimo de 30 años, ya que de esta forma eliminamos las variabilidades a corto plazo y podemos tener una visión global de las tendencias climáticas en la determinada región.
- **Tiempo atmosférico:** descripción a corto plazo de variables tales como la temperatura, humedad, presión y viento (entre otras), en una determinada región.
- **Microclima:** clima local de características diferentes a las que se encuentran en la misma zona.
- **Masa de aire:** cuerpo de aire con condiciones meteorológicas uniformes, es decir, con humedad, temperatura y nubosidad similares. A medida que se mueve, sus condiciones pueden verse modificadas.
- **Frente:** límite formado cuando dos masas de aire distintas se encuentran. Puede tener una altura de hasta 15 km (llegando a la tropopausa) y un grosor de aproximadamente 1000 km.
- **Geopotencial:** trabajo que hay que realizar en contra de la gravedad terrestre para elevar una masa de 1 kg desde el nivel del mar hasta dicho punto.
- **Viento geostrofico:** viento resultante del equilibrio entre el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis, despreciando la fuerza centrífuga.
- **Permafrost:** terreno que ha permanecido congelado como mínimo un tiempo de 2 años seguidos. Esta formado por tierra, roca, arena y materia orgánica. Esta materia orgánica tiene concentraciones de carbono que al descongelarse sería liberado en grandes cantidades.
- **Zona climática:** Zonas con climas diferentes. En la Tierra contamos con 5 zonas climáticas diferenciadas: polar, continental, seco, tropical y templado.
- **Isotrópico:** dicese de algo cuyas propiedades son idénticas en cualquier dirección del espacio.
- **Equilibrio radiativo:** un cuerpo emite la misma cantidad de energía que recibe. En este trabajo hemos visto el equilibrio radiativo del planeta, en el que emite la misma cantidad de radiación que la que recibe por parte del Sol.
- **Humedad:** cantidad de agua que contiene el aire.
- **Humedad relativa:** cantidad de vapor de agua respecto a la capacidad máxima de contener vapor de agua para saturar el aire a una presión y temperatura fijadas. Aumenta con la cantidad de vapor de agua atmosférico y disminuye con aumento de temperaturas.
- **Humedad absoluta:** referida a sólidos generalmente, es la masa total de vapor de agua a un volumen fijado.
- **Humedad específica:** masa de vapor de agua respecto a la masa total de aire.

Referencias

- [1] Química Física del Medio Ambiente y de los Procesos Medioambientales. Juan E. Figue-ruelo, Martín Marino Dávila. Editorial: Reverté, SA.,2019 ISBN:978-84-291-9311-4. Pág 9-10.
- [2] Meteorology Today, An Introduction to Weather, Climate, and the Environment. C.Donald Ahrens, Robert Henson. Cengage Learning, Inc. 12^a edición. ISBN-13: 978-1-337-61666-9. Cap 2.
- [3] Meteorology Today, An Introduction to Weather, Climate, and the Environment. C.Donald Ahrens, Robert Henson. Cengage Learning, Inc. 12^a edición. ISBN-13: 978-1-337-61666-9. Cap 10.
- [4] The Earth System: Kasting, James F, Crane, Robert G. 2^a edición, 2004.
- [5] Introducción a los modelos climáticos simples. John T. Houghton L. Gylvan Meira Filho David J. Griggs Kathy Maskell. 1997, Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático.
- [6] Meteorología en red [link](#)
- [7] NOAA Climate.gov [link](#)
- [8] AEMET [link](#)
- [9] Half a Degree and a World Apart: The Difference in Climate Impacts Between 1.5° and 2° of Warming. World Resources Institute: [link](#)
- [10] Evaluation of Climate Models. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-mental Panel on Climate Change. Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason and M. Rummukainen, 2013. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [11] CMIP5 data provided at the IPCC Data Distribution Centre Version 1, September 2016.
- [12] The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview [link](#)
- [13] Cambio Climático 2021, bases físicas, resumen para responsables de políticas. 2021 Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. Impreso en octubre de 2021 por el IPCC, Suiza.
- [14] The representative concentration pathways: an overview [link](#)
- [15] EN-ROADS [link](#)