

4. Balance de energía

4.1 Las nubes

Hay nubes de todo tipo. Las nubes estratos se extienden horizontalmente en grandes extensiones pero con poca profundidad vertical. Los cúmulos pueden crecer verticalmente en forma de torres amenazando con truenos y rayos. Los cirrus son formadas por diminutos cristales de hielo en grandes altitudes. La mayoría de las nubes son combinaciones de estos tres tipos y adoptan nombres provenientes del latín – alto, nimbus (lluvia), etc. – volviéndose cirrostratus, cumulonimbus, stratocumulus, etc.

Las nubes juegan un papel fundamental en el balance de energía y en el ciclo hidrológico terrestre.

Las nubes pueden enfriar o calentar el clima, dependiendo del tipo en consideración. Nubes de gran extensión horizontal reflejan radiación solar limitando la energía disponible de la Tierra. Por otro lado, las nubes también pueden causar un calentamiento pues el agua, ya sea en forma gaseosa o líquida, absorbe radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre. Por último, las nubes afectan la temperatura atmosférica cuando se crean o desaparecen ya que su creación da lugar a una liberación de calor latente, mientras que para su desaparición (evaporación) es necesario extraer energía del medio.

4.2 Balance de energía terrestre

La principal fuente de energía del sistema climático es el Sol. Como vimos en el tema anterior, un 30% de esta energía es reflejada y devuelta al espacio antes de que sea utilizada. Las nubes son las grandes responsables de este albedo pues son blancas y cubren grandes espacios horizontales. La nieve y los hielos glaciales, así como los aerosoles también contribuyen.

Además de reflejar la luz solar, las nubes, en conjunción con otros gases como el ozono absorben parte de esta radiación de forma tal que sólo el 50% de la radiación incidente en el tope de la atmósfera llega a la superficie. La figura 4.1 muestra la radiación solar media recibida en superficie, expresada en W/m^2 . Oscila entre un máximo de unos 275 W/m^2 en las regiones despejadas de nubosidad del Sahara y Arabia, hasta un mínimo de 75 W/m^2 en las islas brumosas del Ártico. La media global es de 170 W/m^2 .

La radiación solar que llega al suelo lo hace en forma de radiación directa y difusa. La radiación directa es aquella que viene directamente del Sol. La radiación difusa llega a la superficie desde cualquier dirección, después de haber sufrido múltiples desviaciones a lo largo de su trayectoria atmosférica por dispersión y reflexión. En las latitudes altas, o en los días nublados, la radiación difusa supera a la directa. Lo contrario ocurre en las latitudes bajas o en los días despejados.

Al recibir la radiación solar la superficie se calienta y pierde calor de varias formas: por radiación, conducción y evaporación.

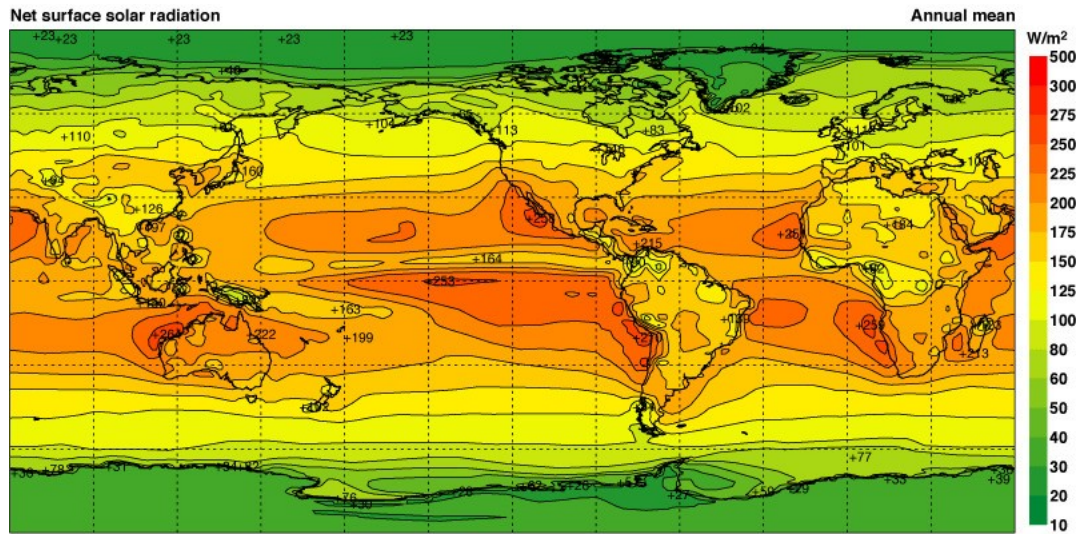


Figura 4.1 Radiación solar media anual en superficie. Positivo hacia abajo. (ERA40)

Con respecto a la radiación ya hemos visto que la superficie terrestre emite energía en forma de radiación infrarroja, la cual es luego absorbida por ciertos gases en la atmósfera y devuelta a la superficie. Las nubes también juegan un papel fundamental en el efecto invernadero pues absorben radiación infrarroja en muchas longitudes de onda (figura 4.2).

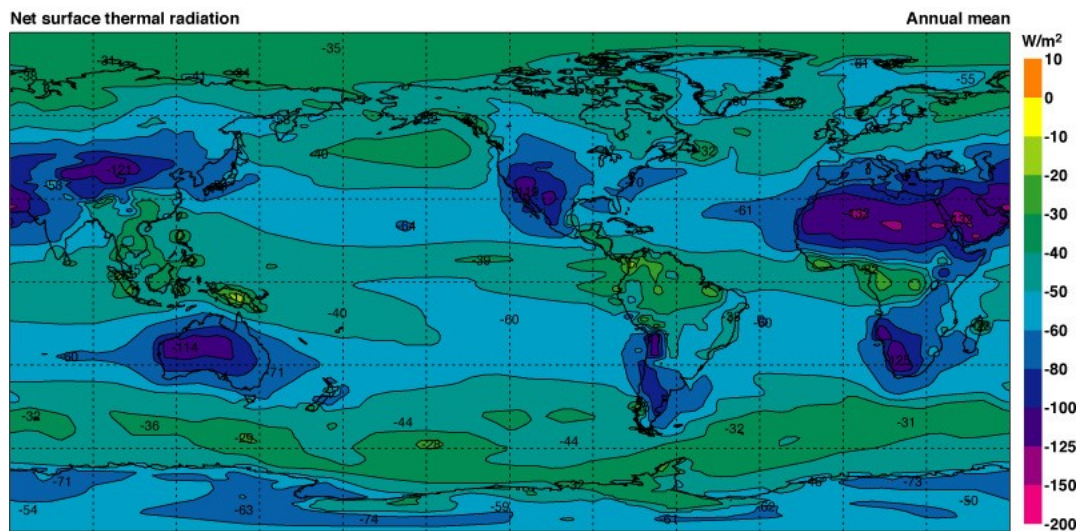


Figura 4.2 Radiación terrestre media anual en superficie. Positivo hacia abajo. (ERA40)

La superficie también pierde calor por conducción, o sea por transferencia de calor entre las capas bajas de la atmósfera y la superficie. Este calor es denominado calor sensible, y la transferencia es importante durante el invierno cuando masas continentales de aire frío pasan sobre un océano más cálido, por ejemplo en la costa este de Norteamérica (figura 4.3).

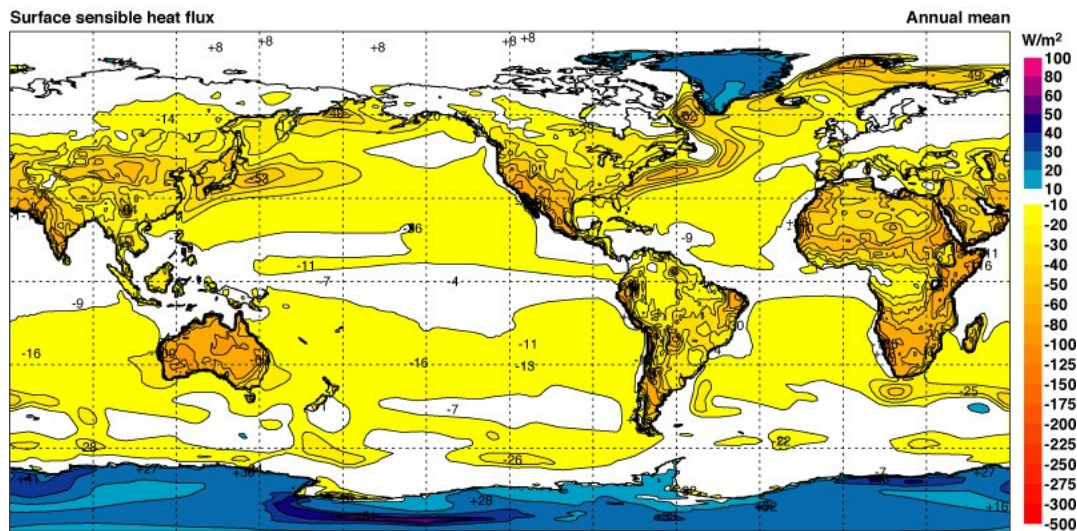


Figura 4.3 – Calor sensible medio anual en superficie. Positivo hacia abajo. (ERA40)

Por último, la superficie también pierde calor cuando las nubes transportan calor de la superficie a la atmósfera libre. Así como al salir del agua en la playa uno siente frío por la evaporación de las gotas, cuando los vientos soplan y evaporan agua de los océanos, estos últimos se enfrían. Ese calor reaparece cuando se forman las nubes pues el aire se eleva condensando el vapor de agua y libera calor latente. A través de este proceso existe una transferencia de calor de los océanos a la atmósfera. Los océanos por su parte reciben calor del Sol. El promedio anual de agua evaporada es de alrededor de 1 metro, y causa una pérdida de 83 W/m^2 de energía en la superficie, o sea casi la mitad de la energía que recibe del Sol (figura 4.4).

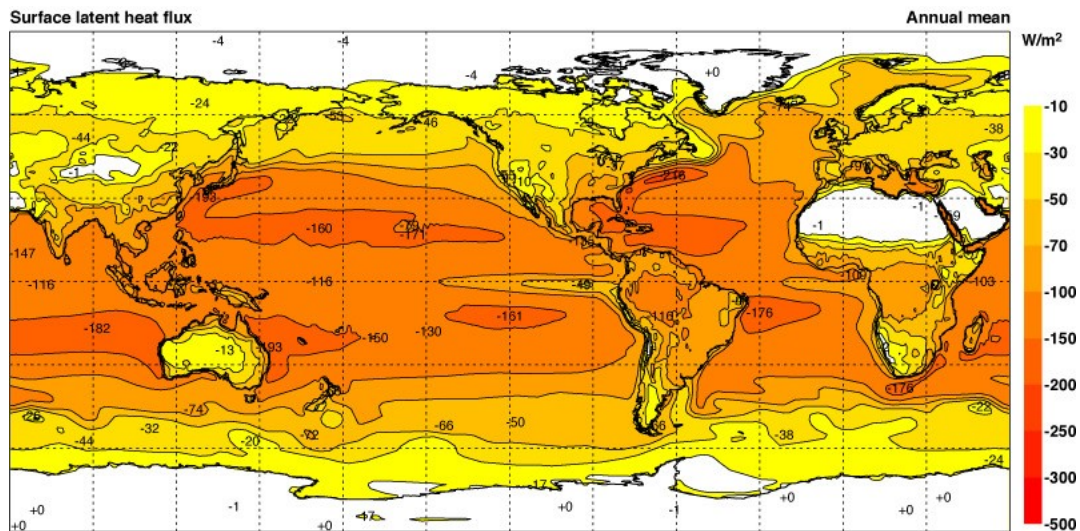


Figura 4.4 – Calor latente medio anual en superficie. Positivo hacia abajo. (ERA40)

En ausencia de evaporación como mecanismo de pérdida de energía, la temperatura de la superficie debería aumentar a 67°C de tal forma de irradiar igual cantidad de energía que la que recibe del Sol. Además, el transporte de energía por este proceso hace que la temperatura decrezca más lentamente con la altura (figura 4.5).

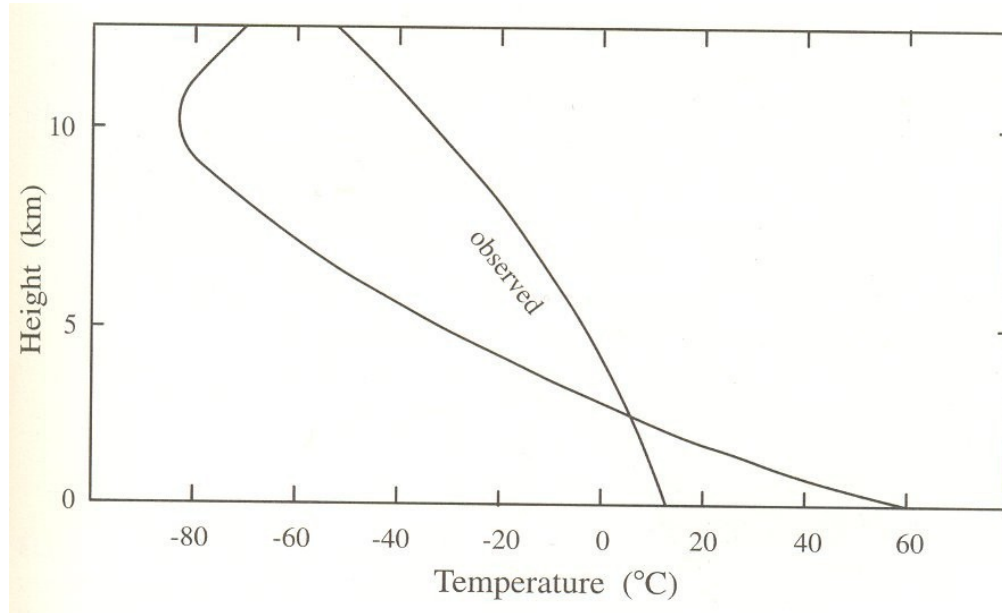


Figura 4.5 – Perfil de temperatura observado, y perfil que tendría si la atmósfera estuviera en reposo y su temperatura dependiera sólo de procesos radiativos.

Es de hacer notar que el calor sensible y latente perdido por la superficie pasan a formar parte de la emisión de onda larga terrestre emitida por la atmósfera y las nubes. Así, en el tope de la atmósfera el balance energético ocurre solamente entre la radiación solar y la de onda larga. La distribución latitudinal media de la radiación neta en el tope de la atmósfera es mostrada en la figura 4.6. Como hace varios siglos que la temperatura de la Tierra es cercana a 15°C, se puede considerar que el Sistema Climático estuvo en equilibrio. Así, el balance radiativo debe ser cercano a cero, y la radiación solar debe ser igual a la radiación de onda larga. No obstante este balance no se da en cada latitud. En la región comprendida entre los paralelos 35°N y 35°S, la energía absorbida es mayor que la radiada al espacio. Esta región se caracteriza, pues, por un exceso de energía. Por el contrario, en las regiones comprendidas entre 35° y los polos, existe un déficit de energía. Por lo tanto, a los efectos de mantener la diferencia de temperatura entre los trópicos y los polos constante en el tiempo ha de haber un flujo de calor de bajas a altas latitudes. Este transporte de calor se efectiviza a través de los movimientos atmosféricos y oceánicos.

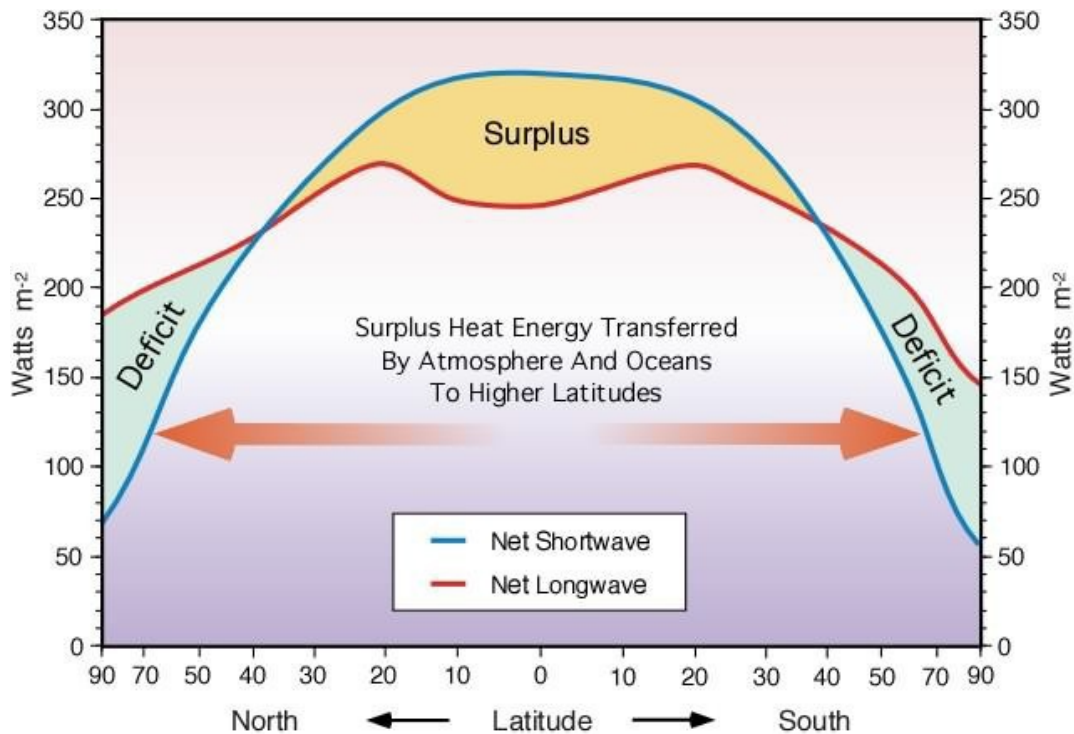


Figura 4.6 – Balance de energía en el tope de la atmósfera.

4.3 Distribución geográfica de la temperatura

La cantidad de energía solar recibida, en cualquier región del planeta, varía con la hora del día, con la estación del año y con la latitud. Estas diferencias de radiación originan las variaciones de temperatura. Por otro lado, la temperatura puede variar debido a la latitud, la estación del año, distribución de distintos tipos de superficies y en función de la altura.

4.3.1 Variación de la temperatura con la latitud

En este caso se produce una distribución natural de la temperatura sobre la esfera terrestre, debido a que el ángulo de incidencia de los rayos solares varía con la latitud geográfica.

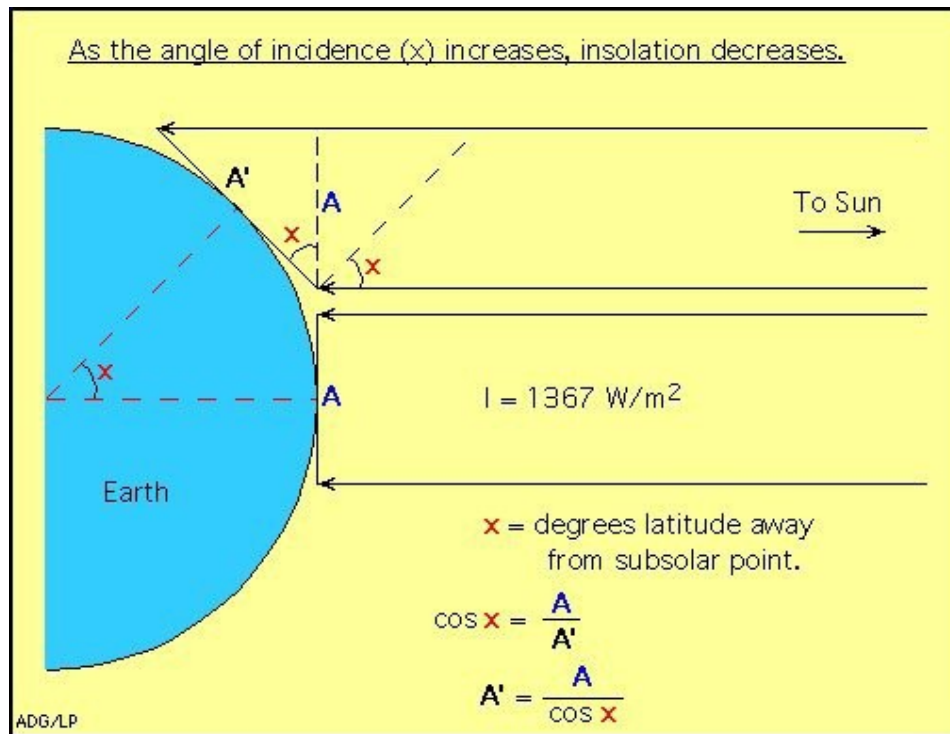


Figura 4.7 – Incidencia de rayos solares sobre la superficie terrestre.

4.3.2 Variación de temperatura estacional

Esta característica de la temperatura se debe al hecho que la Tierra circunda al Sol, en su órbita, una vez al año, dando lugar a las cuatro estaciones: verano, otoño, invierno y primavera.

Como se sabe, el eje de rotación de la Tierra está inclinado con respecto al plano de su órbita; entonces el ángulo de incidencia de los rayos solares varía, estacionalmente, en forma diferente para ambos hemisferios. Es decir, el Hemisferio Norte es más cálido que el Hemisferio Sur durante los meses de junio, julio y agosto, porque recibe más energía solar. Recíprocamente, durante los meses de diciembre, enero y febrero, el Hemisferio Sur recibe más energía solar que el similar del Norte y, por lo tanto, se torna más cálido (figura 4.8).

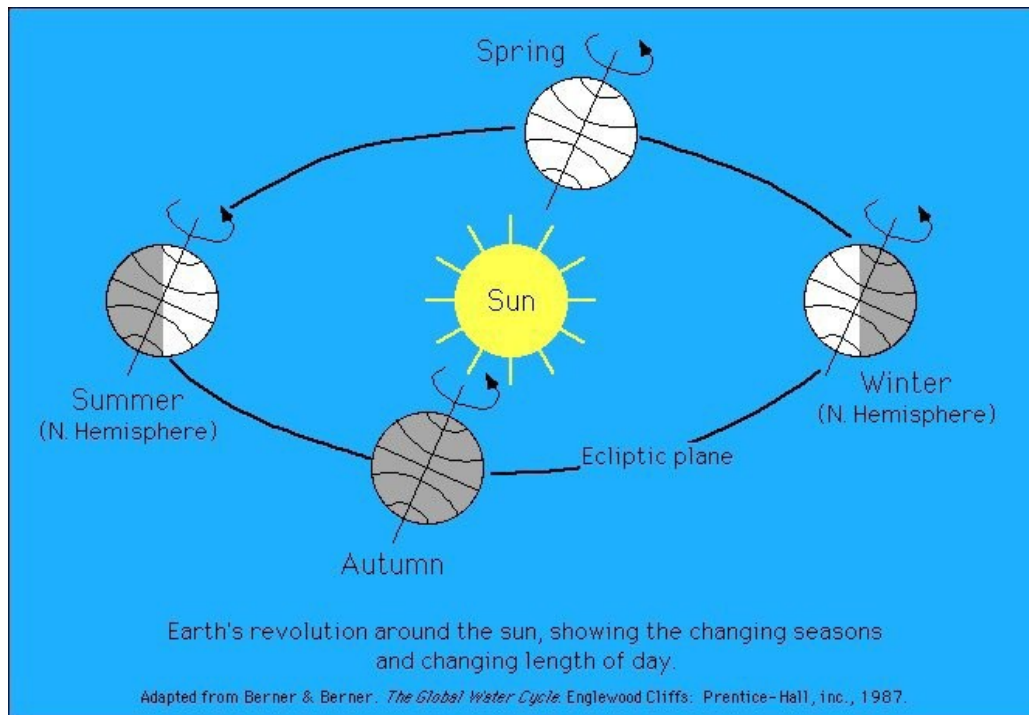


Figura 4.8 – Variación de la energía solar en las estaciones.

4.3.3 Variación de la temperatura con los tipos de superficie

La distribución de continentes y océanos produce un efecto muy importante en la variación de temperatura. Al establecerse diferentes capacidades de absorción y emisión de radiación entre tierra y agua (capacidad calorífica), podemos decir que las variaciones de temperatura sobre las áreas de agua experimentan menores amplitudes que sobre las sólidas.

Sobre los continentes, se debe resaltar el hecho de que existen diferentes tipos de suelos en cuanto a sus características: desértico, selvático, cubiertos de nieve, etc. Tal es así que, por ejemplo, suelos muy húmedos, como pantanos o ciénagas, actúan en forma similar a las superficies de agua, atenuando considerablemente las variaciones de temperatura.

También la vegetación espesa tiende a atenuar los cambios de temperatura, debido a que contiene bastante agua, actuando como un aislante para la transferencia de calor entre la Tierra y la atmósfera. Por otro lado, las regiones desérticas o áridas permiten grandes variaciones en la temperatura. Esta influencia climática tiene a su vez su propia variación diaria y estacional. Como ejemplo ilustrativo de variaciones diarias podemos citar que la diferencia entre las temperaturas máximas y mínimas puede ser de 10°C, o menos, sobre agua, o suelos pantanosos o inundados, mientras que diferencias de hasta 40°C, o más, son posibles sobre suelos rocosos o desiertos de arena. En cuanto a variaciones estacionales, en la Meseta Siberiana, al Norte de Asia, la temperatura promedio en julio es de alrededor de 10°C y el promedio en enero alrededor de 40° C; es decir, una amplitud estacional de alrededor de 50°C.

El viento es un factor muy importante en la variación de la temperatura. Por ejemplo, en áreas donde los vientos proceden predominantemente de zonas húmedas u oceánicas, la amplitud de temperatura es generalmente pequeña;

por otro lado, se observan cambios pronunciados cuando los vientos prevalecientes soplan de regiones áridas, desérticas o continentales. Como caso interesante, se puede citar que en muchas islas, la temperatura permanece aproximadamente constante durante todo el año.

4.3.4 Distribución global de temperatura

La figura 4.9 muestra las isotermas para los periodos de diciembre-febrero y junio-agosto, que representan los extremos estacionales de temperatura para la mayor parte de la Tierra. En ellas es posible verificar el efecto de varios efectos que controlan la temperatura.

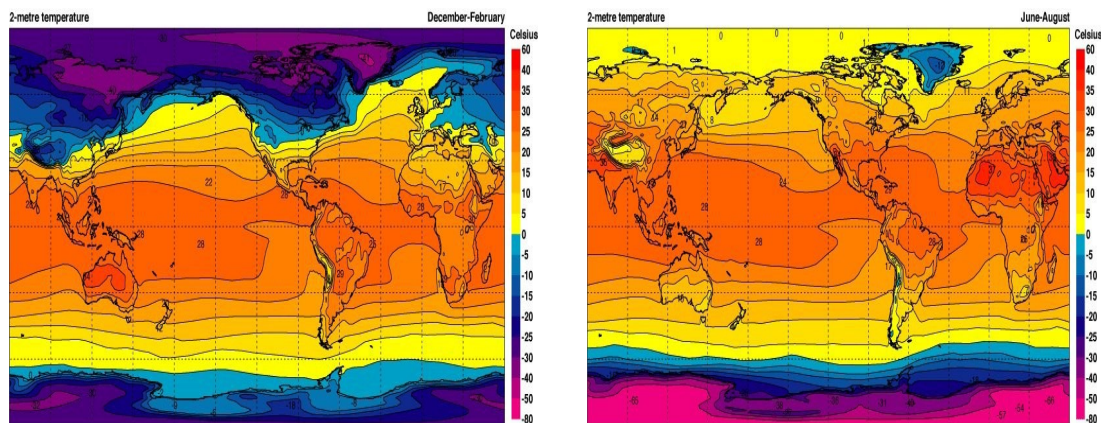


Figura 4.9 – Temperatura media en 2m de altura para diciembre-febrero (panel de la izquierda) y junio-agosto (panel de la derecha).

El efecto de la incidencia diferenciada de la radiación solar en función de la latitud y de la estación del año está bien definido. Las isotermas tienen dirección este oeste y muestran una disminución de la temperatura de los trópicos hacia los polos. Además de esto, hay un desplazamiento latitudinal de las temperaturas causado por la migración estacional de la incidencia vertical de los rayos solares.

El efecto del calentamiento diferencial de la tierra y del agua también se observa. Las temperaturas más frías y más calientes se encuentran sobre los continentes. Como las temperaturas no varían tanto sobre el agua como sobre la tierra, la migración norte sur de las isotermas es mayor sobre los continentes que sobre los océanos. Las isotermas son mas regulares en el HS, donde hay poca tierra y mucho océano, mientras que en el HN las isotermas se curvan fuertemente sobre los continentes. Las corrientes oceánicas cálidas curvan las isotermas para los polos, mientras que las corrientes frías causan curvamiento para el ecuador (comparar las temperaturas en los márgenes de los océanos). Se puede verificar que la variación anual de la temperatura (amplitud del ciclo anual) es menor en las proximidades del ecuador porque hay poca variación en la duración del día y la altura del sol (al mediodía) es siempre grande, lo que no ocurre en latitudes medias, cuya amplitud del ciclo anual de temperatura es mucho mayor. La presencia de tierra y agua también afecta esta amplitud, especialmente fuera de los trópicos. Una localización más continental (mayor continentalidad) acentúa los extremos de temperatura.

5. Ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico (figura 5.1) describe las transformaciones que sufre el agua al pasar entre los distintos reservorios. El ciclo comienza cuando el agua se evapora de los océanos, principalmente donde las temperaturas de superficie del mar son altas. En los continentes los procesos de evaporación son más complicados y dependen de cuán bueno es un tipo de suelo en retener el agua de las últimas lluvias. La pendiente del terreno y el tipo de suelo son factores críticos, así como la vegetación, que también transfiere humedad del suelo al aire. El vapor de agua, una vez en la atmósfera, viaja con el viento hasta que al condensar forma nubes. Estas últimas, a su vez, pueden desaparecer por evaporación, o si las gotas de agua coalescen y caen en forma de lluvia, granizo o nieve. Por último, el agua precipitada crea glaciares, alimenta los ríos o se filtra convirtiéndose en aguas subterráneas que pueden salir a la superficie en fuentes y géiser. La escorrentía devuelve el agua a los océanos.

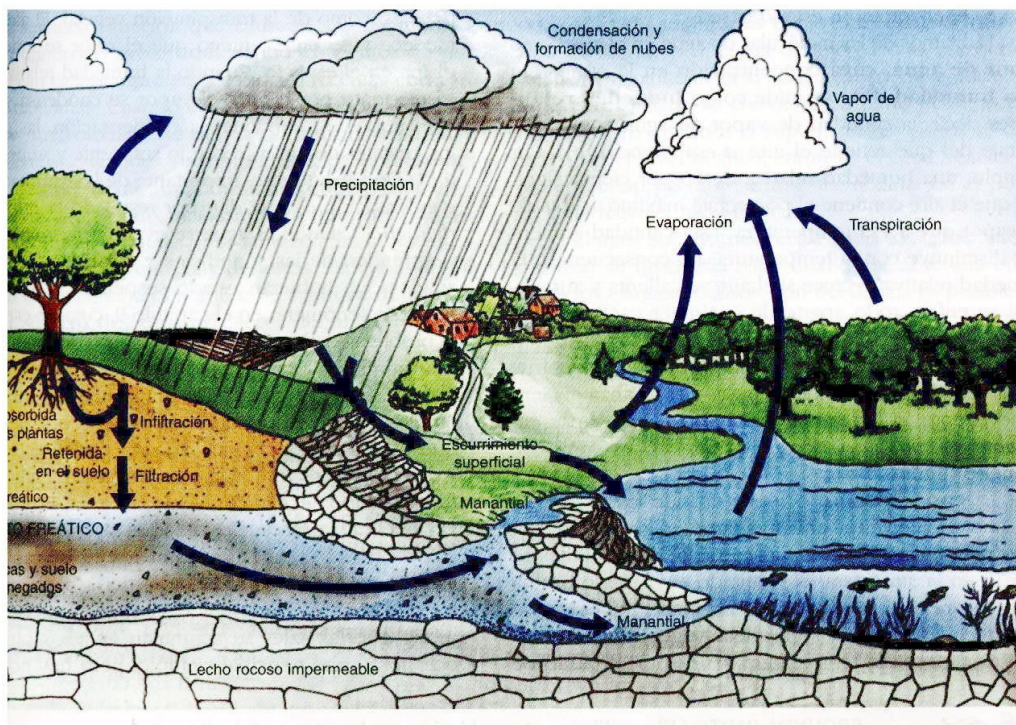


Figura 5.1 – Ciclo hidrológico

La existencia de nubes depende de la existencia de vapor de agua en el aire. Lo que importa no es cuanto vapor de agua tiene el aire, sino cuanto vapor de agua adicional puede contener el aire antes de saturarse. Esto se cuantifica con *humedad relativa*, es decir el cociente entre la humedad en el aire y la humedad del aire si estuviera saturado. Cuando la humedad relativa es mayor al 100%, el aire se satura y da lugar a la condensación y aparición de nubes. Una forma de saturar el aire es aumentando su contenido de vapor de agua. Otra forma es enfriándolo. La figura 5.2 muestra la dependencia de la saturación del vapor de agua en función de la temperatura y de la cantidad de vapor de agua.

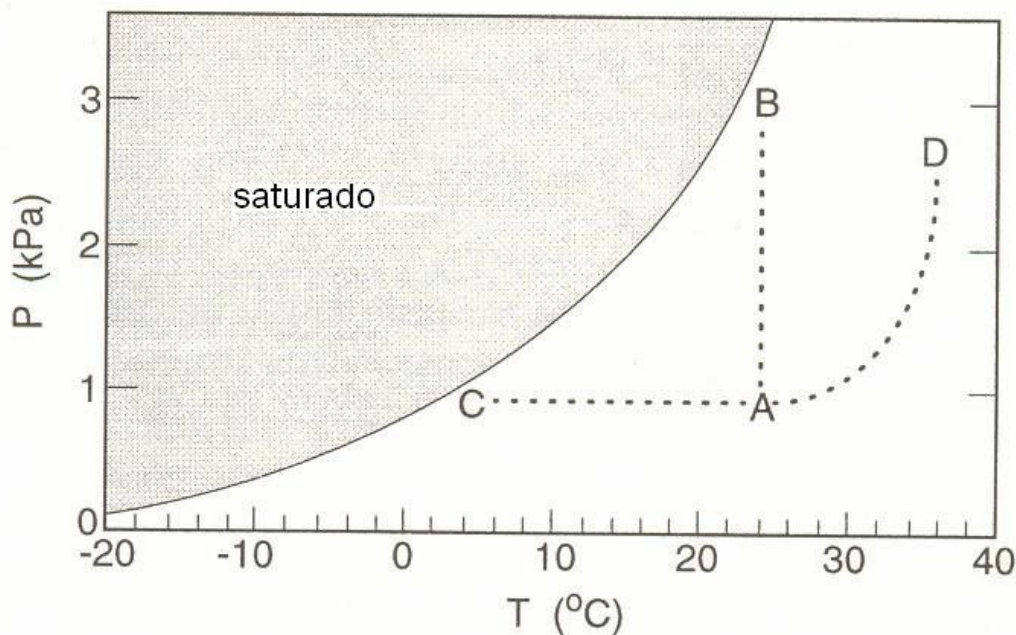


Figura 5.2 – La presión de vapor de agua de saturación depende de la temperatura.

La curva que separa la región saturada de la que no lo está se denomina ecuación de **Clausius-Clapeyron** y se puede aproximar por la siguiente expresión:

$$e_s = e_0 \exp[(L/R)(1/T - 1/T_0)]$$

donde e_0 es la presión del vapor de agua, e_s es la presión de vapor de agua de saturación, T es la temperatura, $e_0 = 0.611$ kPa, $T_0 = 273.15$ K, R es la constante del gas para el vapor de agua y L el calor latente de vaporización (2.5×10^6 J/kg). La humedad relativa R se puede expresar como:

$$R = e / e_s \times 100$$

Una parcela de aire en el estado A puede aumentar su saturación aumentando el contenido de vapor de agua (camino AB), o disminuyendo su temperatura (camino AC). Este segundo proceso es el que da lugar a que si llenamos un vaso con agua muy fría en un día húmedo, el lado de afuera del vaso se moje. Esto es pues el aire en contacto con el vaso se enfría por debajo de su temperatura de rocío, la temperatura a la cual el aire se satura (proceso a presión constante), condensando el vapor de agua. El mismo proceso da lugar al rocío en el pasto, ó, cuando la temperatura baja hasta hacerse negativa, a heladas. Si no sólo el aire en contacto con el suelo se enfría, sino que lo hace una capa de atmósfera, se crea la neblina.

La razón de evaporación del océano depende de la humedad relativa del aire, la cual a su vez depende de su temperatura. Esta dependencia da lugar a un proceso curioso. Si la temperatura del aire aumentara a lo largo del camino AD,

de tal forma que el aire nunca satura, la evaporación continuaría hasta que los océanos desaparecerían. Este proceso podría ocurrir pues la evaporación produce condiciones que favorecen mas evaporación. Como el vapor de agua es un gas de invernadero, cuanto mas vapor de agua haya en la atmósfera, mayor es este efecto y la temperatura de la atmosfera aumenta. Si este incremento de temperatura es tal que la atmosfera no satura, la evaporación continuará indefinidamente hasta que no haya mas agua para evaporar. Este proceso posiblemente ocurrió en Venus. En ese planeta la radiación solar es tan intensa que el efecto invernadero atribuible al vapor de agua es mucho mayor que en la Tierra. En nuestro planeta, si bien existe el proceso de retroalimentación positiva del vapor de agua, este tiene un limite y la atmósfera satura, creando nubes.

5.1 Distribución geográfica de la precipitación

Se distinguen del análisis del campo de precipitación acumulada anual (ver figura 5.3) los siguientes hechos:

- 1) La precipitación tiene un decrecimiento más o menos continuo desde el ecuador hacia los polos. Este hecho es debido en primera instancia al mayor contenido de humedad absoluta que existe sobre los trópicos y la inestabilidad convectiva debida a las altas temperaturas en superficie.
- 2) Las zonas ecuatoriales oceánicas son las que presentan en términos absolutos las máximas precipitaciones sobre el planeta. Esto es debido a la existencia del cinturón de convergencia intertropical.
- 3) Las zonas oceánicas situadas entre los 20 y 30 de latitud Sur y Norte presentan escasas precipitaciones, que como veremos mas adelante se debe a la presencia de los anticiclones subtropicales semipermanentes. En estas regiones se sitúan los principales desiertos mundiales.
- 4) Los bordes occidentales de los continentes en general presentan menores precipitaciones que los bordes orientales.
- 5) Entre los 50 y 60° de latitud sur y norte y especialmente sobre los océanos se aprecia un nuevo incremento de las lluvias debidas al pasaje de bajas presiones (cinturón polar de bajas presiones), para decrecer prácticamente a cero sobre los polos

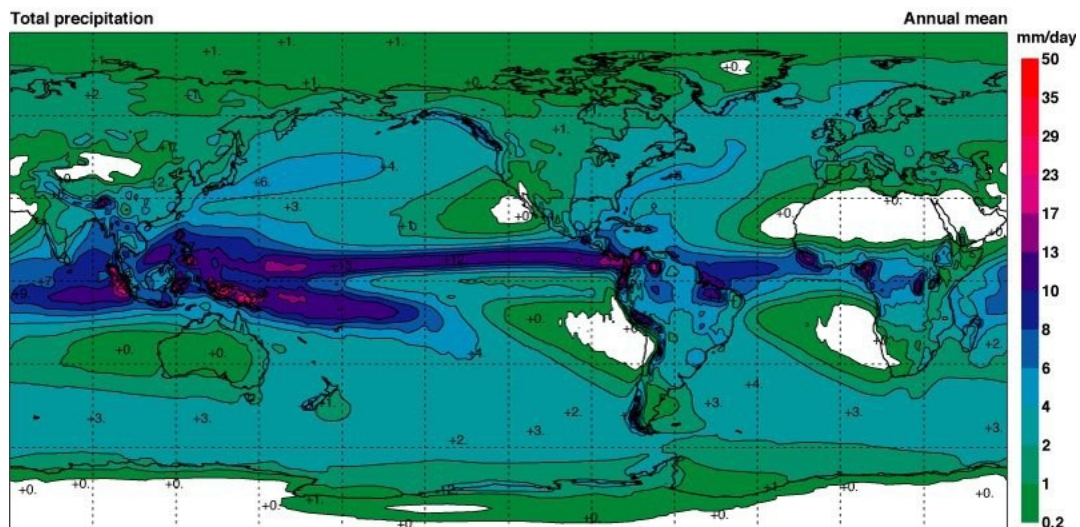


Figura 5.3 Precipitación media anual (en mm/día; ERA40)

Si bien la precipitación es un dato fundamental, a veces es mas útil usar la diferencia entre evaporación y precipitación ya que nos da el balance hídrico de cada región. Eso se muestra en la figura 5.4.

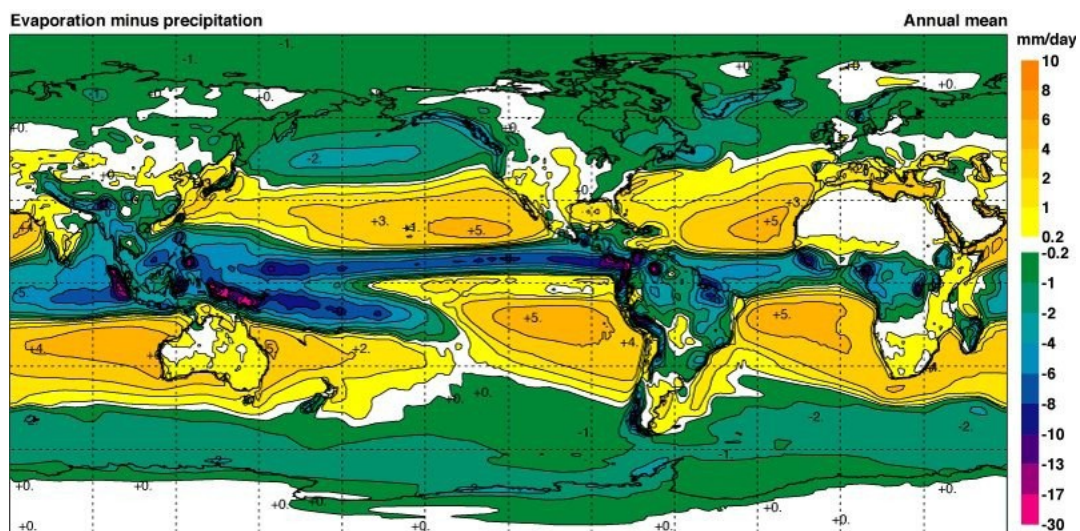


Figura 5.4 – Evaporación menos precipitación (en mm/día; ERA40)

Una región donde la evaporación es mayor que la precipitación tendrá una pérdida anual de agua.

Las zonas subtropicales de los océanos son grandes fuentes de vapor de agua para la atmósfera. La región de la zona de convergencia tropical, en cambio, es una zona de continuo flujo de vapor de agua de la atmósfera a los océanos.

Sobre los continentes, las regiones subtropicales también tienden a tener un balance hídrico negativo (muchos de los desiertos están a.C.), mientras que en latitudes mayores a 40° el balance es positivo. Notar que nuestro país, a pesar de estar en la región subtropical tiene un balance hídrico anual positivo. A una latitud similar Chile tiene un balance hídrico negativo que contiene el desierto de Atacama, el mas seco del mundo. La precipitación depende de las

estaciones del año pues la circulación general de la atmósfera cambia con ellas (figura 5.5).

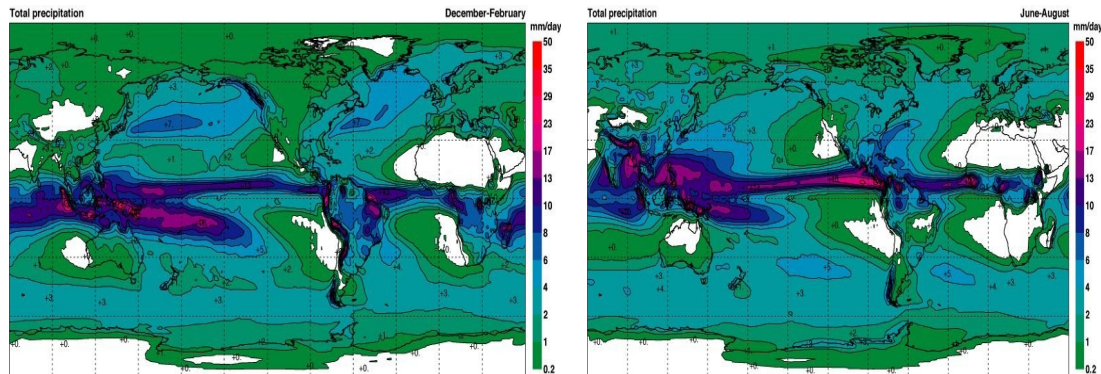


Figura 5.5 – Precipitación total en DiciembreFebrero (izquierda) y Junio agosto (derecha). (ERA40)

De la comparación entre las figuras podemos observar:

- la existencia del monzón de verano en la India.
- la existencia de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur en Sudamérica y de la Zona de convergencia del Pacifico Sur en DEF.
- el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical.
- la existencia de máximos de precipitación en los extra-trópicos durante los hemisferios de invierno. Estos máximos tienden a ocurrir al este de los continentes.
 - la migración de la convección sobre América del Sur asociado a la Zona de Convergencia Intertropical.

Referencias

- “Is the temperature rising? The uncertain science of global warming.”
G. Philander
- “Historia del Clima de la Tierra”, Antón Uriarte Cantolla.
<http://homepage.mac.com/uriarte/historia.html>
- Curso “The Climate System”, Columbia University.
<http://eesc.columbia.edu/courses/eesc/climate/index.html>