

CLASE 2. RADIACIÓN SOLAR Y TERRESTRE.

El Sol es la principal fuente de energía para todos los procesos en el sistema tierra - atmósfera - océano, más del 99.9 % de la energía que este sistema recibe proviene del Sol. La superficie de la Tierra, suelos y océanos, y también la atmósfera, absorben energía solar y la reirradian en forma de calor en todas direcciones. En este capítulo se analizan las diferentes formas de transferencia de calor, la distribución de energía recibida del Sol, la energía emitida por la Tierra y por los gases de la atmósfera y como se produce el intercambio y balance de energía en el sistema atmosférico.

3.1 CALOR Y TEMPERATURA.

Calor y temperatura son conceptos que en el lenguaje cotidiano se confunden, pero son diferentes. Por ejemplo la frase “uuuufff, que hace calor” es una expresión común para referirnos al concepto de temperatura, a pesar de que mencionamos la palabra calor.

La temperatura es una magnitud física que se refiere a la sensación de frío o caliente al tocar alguna sustancia. En cambio el calor es una transferencia de energía de una parte a otra de un cuerpo, o entre diferentes cuerpos, producida por una diferencia de temperatura. El calor es energía en tránsito; siempre fluye de una zona de mayor temperatura a otra de menor temperatura, con lo que eleva la temperatura de la zona mas fría y reduce la de la zona mas cálida, siempre que el volumen de los cuerpos se mantenga constante. La energía no fluye desde un objeto de temperatura baja a otro de temperatura alta si no se realiza trabajo. La materia esta formada por átomos o moléculas que están en constante movimiento, por lo tanto tienen energía de movimiento, llamada energía cinética. Los continuos choques entre los átomos o moléculas transforman parte de la energía cinética en calor, cambiando la temperatura del cuerpo.

Calor.

El calor se define como la energía cinética total de todos los átomos o moléculas de una sustancia. En el Sistema Internacional (SI), el calor se mide en Joule, J. Otra unidad común de energía es la caloría, cal.

Temperatura.

La temperatura es una medida de la energía cinética promedio de los átomos y moléculas individuales de una sustancia. Cuando se agrega calor a una sustancia,

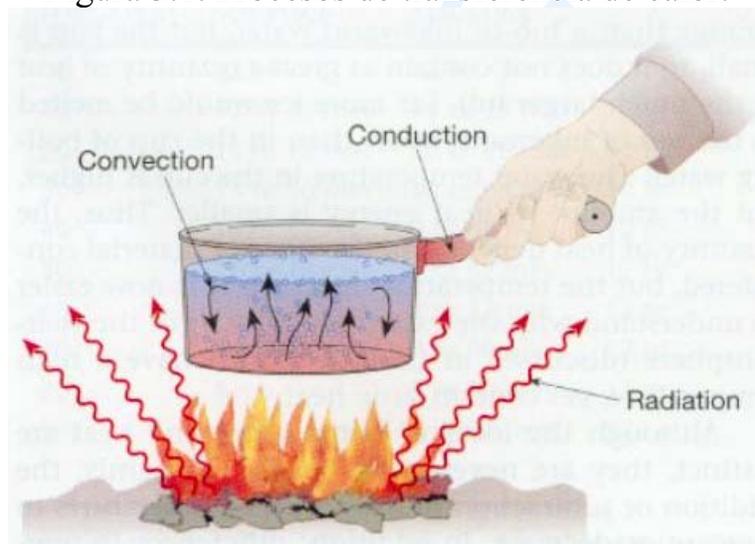
sus átomos se mueven más rápido y su temperatura se eleva, o viceversa. La temperatura se mide en grados Celsius, C, o en el SI en Kelvin, K.

Entonces queda claro que calor y temperatura son conceptos diferentes, pero ambos están relacionados. Cuando dos cuerpos que tienen distintas temperaturas se ponen en contacto entre sí, se produce una **transferencia** de calor (energía) desde el cuerpo de mayor temperatura al de menor temperatura. La transferencia de calor se puede realizar por tres mecanismos físicos: conducción, convección y radiación, que se ilustran en la figura 3.1. Aunque estos tres procesos de transferencia de calor los describimos en forma separada, actúan simultáneamente en el sistema Tierra - Atmósfera - Océano, transfiriendo calor entre la superficie de la Tierra (tanto del suelo como del mar) a la atmósfera.

Conducción.

Transferencia de calor a través de la materia por actividad molecular, por choque de unas moléculas con otras, con un flujo desde las temperaturas más altas a las más bajas. Los buenos conductores de calor son los metales. El aire es un mal conductor del calor. Por lo tanto la conducción de calor es importante sólo entre la superficie terrestre y el aire en contacto inmediato con la superficie. Los objetos malos conductores como el aire o plásticos se llaman aislantes.

Figura 3.1. Procesos de transferencia de calor.



Convección.

Transferencia de calor por movimiento de masa o circulación dentro de la sustancia, sólo se produce en líquidos y gases donde los átomos y moléculas son libres de moverse en el medio. La mayor parte del calor ganado en las capas bajas de la at-

mósfera por conducción y radiación, es transportado a otras capas o regiones por convección.

En el caso de la convección en la atmósfera (y los océanos) el aire puede moverse horizontal y verticalmente. En meteorología al movimiento del aire se llama **convección** si es vertical hacia arriba, **subsistencia** si es vertical hacia abajo y **advección** si es horizontal.

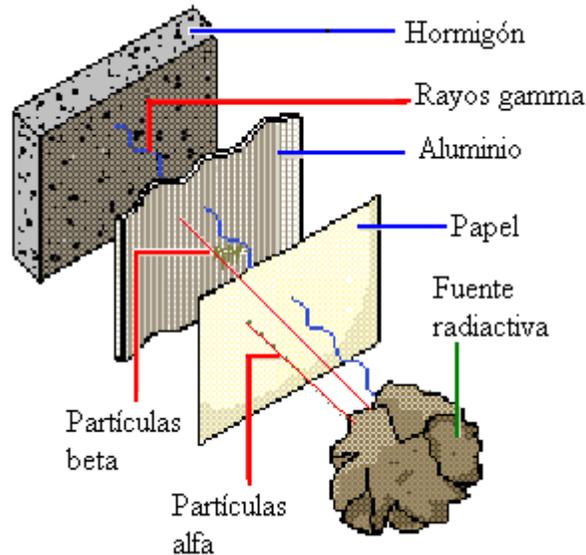
Radiación.

La radiación es transferencia de energía por **ondas electromagnéticas**, se produce directamente desde la fuente hacia afuera en todas las direcciones. La radiación es un proceso de transmisión de ondas o partículas a través del espacio o de algún medio. Todas las formas de radiación son producidas por cargas aceleradas. Diferente a los casos anteriores, las ondas electromagnéticas no necesitan un medio material para propagarse. Así, estas ondas pueden atravesar el espacio interplanetario e interestelar y llegar a la Tierra desde el Sol y las estrellas. La longitud de onda (λ) y la frecuencia (ν) de las ondas electromagnéticas, relacionadas mediante la expresión $\lambda\nu = c$, son importantes para determinar su energía, su visibilidad, su poder de penetración y otras características. Independientemente de su frecuencia y longitud de onda, todas las ondas electromagnéticas se desplazan en el vacío a una velocidad $c = 299.792$ km/s.

La **radiación electromagnética** es independiente de la materia para su propagación; sin embargo, la velocidad, intensidad y dirección de su flujo de energía se ven influidos por la presencia de materia. Esta radiación abarca una gran variedad de energías. La radiación electromagnética con energía suficiente para provocar cambios en los átomos sobre los que incide se denomina radiación ionizante. La radiación de partículas también puede ser ionizante si tiene suficiente energía. Algunos ejemplos de radiación de partículas son los rayos cósmicos, los rayos alfa o los rayos beta. Los **rayos cósmicos** son chorros de núcleos cargados positivamente, en su mayoría núcleos de hidrógeno (protones). Los rayos cósmicos también pueden estar formados por electrones, rayos gamma, piones y muones. Los **rayos alfa** son chorros de núcleos de helio positivamente cargados, generalmente procedentes de materiales radiactivos. Los **rayos beta** son corrientes de electrones, también procedentes de fuentes radiactivas. La radiación ionizante tiene propiedades penetrantes, importantes en el estudio y utilización de materiales radiactivos. Los rayos alfa de origen natural son frenados por un par de hojas de papel o unos guantes de goma. Los rayos beta son detenidos por unos pocos centímetros de madera. Los rayos gamma y los rayos X, según sus energías, exigen un blindaje grueso de material pesado como hierro, plomo u hormigón, como se muestra en la figura 3.2. También

existe la radiación mecánica, que corresponde a ondas que sólo se transmiten a través de la materia, como las ondas de sonido.

Figura 3.2 Poder de penetración de la radiación electromagnética.



3.2 ESPECTRO DE RADIACIÓN.

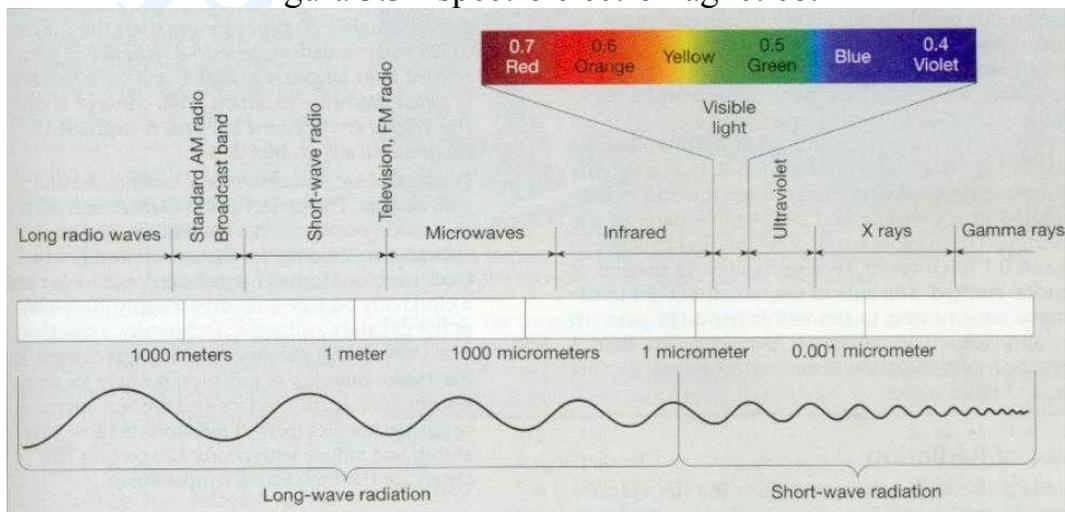
La radiación electromagnética, son ondas producidas por la oscilación o la aceleración de una carga eléctrica. Las ondas electromagnéticas tienen componentes eléctricos y magnéticos. Las ondas electromagnéticas viajan en el vacío a la rapidez de la luz c , transportando energía y cantidad de movimiento desde alguna fuente a un receptor. Existen muchas formas de ondas electromagnéticas que se distinguen por sus frecuencias y longitudes de onda, que varían en un amplio rango, como se muestra en la figura 3.3, definiendo el espectro electromagnético. Esta variación es porque las fuentes que producen las ondas son completamente diferentes. El espectro electromagnético no tiene definidos límites superior ni inferior. La **luz**, llamada también **luz visible** o **luz blanca**, es uno de los componentes del espectro electromagnético, y se define como aquella parte del espectro de radiación que puede percibir la sensibilidad del ojo humano.

La radiación electromagnética se puede ordenar en un espectro que se extiende desde longitudes de onda corta de billonésimas de metro (frecuencias muy altas) hasta longitudes de onda larga de muchos kilómetros (frecuencias muy bajas). La luz visible es sólo una pequeña parte del espectro electromagnético. Por orden creciente de longitudes de onda (o decreciente de frecuencias), el espectro electromagnético está compuesto por rayos gamma, rayos X duros y blandos, radiación ultravioleta, luz visible, rayos infrarrojos, microondas y ondas de radio. Los rayos

Clase 2 Radiación solar y terrestre.

gamma y los rayos X duros tienen una longitud de onda de entre 5×10^{-6} y 5×10^{-4} micrómetros (un micrómetro, símbolo μm , es una millonésima de metro). Los rayos X blandos se superponen con la radiación ultravioleta en longitudes de onda próximas a los 5×10^{-2} μm . La región ultravioleta, a su vez, da paso a la luz visible, que va aproximadamente desde 0.4 hasta 0.8 μm . Los rayos infrarrojos se mezclan con las frecuencias de radio de microondas, entre los 100 y 400 μm . Desde esta longitud de onda hasta unos 15.000 m, el espectro está ocupado por las diferentes ondas de radio; más allá de la zona de radio, el espectro entra en las bajas frecuencias, cuyas longitudes de onda llegan a medirse en decenas de miles de kilómetros (figura 3.3).

Figura 3.3 Espectro electromagnético.



La radiación del Sol es emitida en todas las longitudes de onda, pero tiene un máximo en la región de luz visible. La luz visible está compuesta por varios colores, que cuando se mezclan forman la luz blanca, por lo que también se le da ese nombre. Cada uno de los colores tiene una longitud de onda específica, con límites entre 0.43 y 0.69 μm . Considerando desde las longitudes de onda más cortas a las más largas, los diferentes colores tienen los valores centrales de longitudes de onda que se indican en la tabla 3.1.

Estos colores están dentro de un rango de longitudes de onda, por ejemplo el violeta está en el rango entre 0.4 y 0.45 μm . Son los colores que forman el arcoíris, que se muestra en la figura 3.4. En sus extremos se tienen el ultravioleta y el infrarrojo. La mayor cantidad de energía radiante del Sol se concentra en el rango de longitudes de onda del visible y visible cercano del espectro, con las siguientes proporciones: luz visible 43%, infrarrojo cercano 49%, ultravioleta 7%, y el 1% restante en otros rangos, como se puede ver en la figura 3.5 más adelante.

Tabla 3.1 Colores del espectro visible y sus extremos.

| Color | λ (μm) |
|--------------|-----------------------------|
| Ultravioleta | < 0.35 |
| Violeta | 0.4 |
| Azul | 0.45 |
| Verde | 0.5 |
| Amarillo | 0.55 |
| Naranja | 0.6 |
| Rojo | 0.7 |
| Infrarrojo | > 0.75 |

Figura 3.4 El arcoiris.



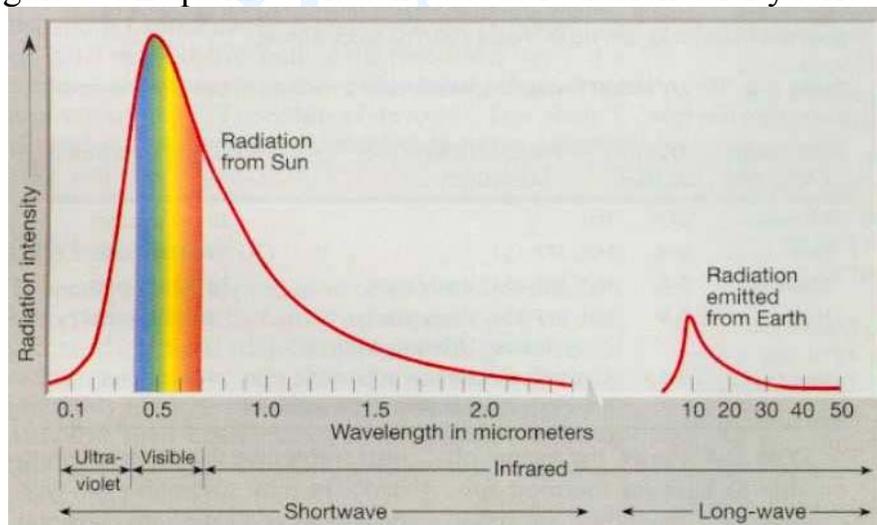
3.3 LEYES DE RADIACIÓN.

Para entender mejor como la energía radiante del Sol interactúa con la Atmósfera de la Tierra y su superficie, se deben conocer las leyes básicas de radiación. Como las técnicas matemáticas están fuera del propósito del curso, estas leyes las enunciamos cualitativamente. Son las siguientes:

1. Todos los objetos emiten energía radiante, cualquiera sea su temperatura, por ejemplo el Sol, la Tierra, la atmósfera, los Polos, las personas, etc.
2. Los objetos con mayor temperatura radian más energía total por unidad de área que los objetos más fríos. Por ejemplo el Sol con una temperatura media de 6000 K en su superficie, emite 1.6×10^5 $(6000/300)^4$ veces más energía que la Tierra con una temperatura media en superficie de 290 K = 17° C (figura 3.5).

3. Los cuerpos con mayor temperatura emiten un máximo de radiación en longitudes de ondas, λ , más cortas. Por ejemplo el máximo de energía radiante del Sol se produce para longitudes de onda $\lambda \sim 0.5 \mu\text{m}$, para la Tierra en $\lambda \sim 10 \mu\text{m}$ (figura 3.5).
4. Los objetos que son buenos absorbedores de radiación son también buenos emisores. Este es un principio importante para comprender el calentamiento en la atmósfera, porque sus gases son absorbedores y emisores selectivos en longitud de onda. Así, la atmósfera es aproximadamente transparente (no absorbe) a ciertas longitudes de onda de radiación y aproximadamente opaca (buen absorbedor) en otras longitudes de onda. Por ejemplo es transparente a la luz visible, que llega a la superficie. La nieve es también absorbedor selectivo: es mal absorbedor de la luz visible ya que refleja $\sim 90\%$ y es buen absorbedor (y emisor) de la radiación infrarroja de longitud de onda larga.

Figura 3.4 Esquema de la cantidad de radiación solar y terrestre.

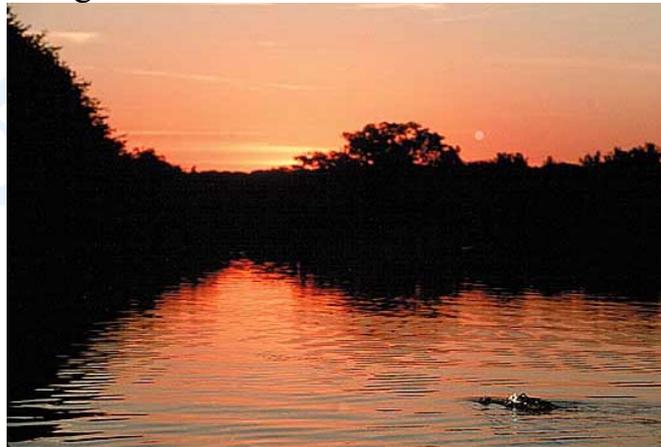


Un absorbedor perfecto se llama “*cuerpo negro*”, que se define como un objeto ideal que absorbe toda la radiación que llega a su superficie. No se conoce ningún objeto así, aunque una superficie de negro de carbono puede llegar a absorber aproximadamente un 97% de la radiación incidente. El Sol, la Tierra, la nieve, etc, bajo ciertas condiciones se comportan como un cuerpo negro. En teoría, un cuerpo negro sería también un emisor perfecto de radiación, y emitiría a cualquier temperatura la máxima cantidad de energía disponible. A una temperatura dada, emitiría una cantidad definida de energía en cada longitud de onda. A raíz del fracaso de los intentos de calcular la radiación de un cuerpo negro ideal según la física

Clase 2 Radiación solar y terrestre.

Los gases de la atmósfera dispersan mas efectivamente las longitudes de onda más cortas (violeta y azul) que en longitudes de onda más largas (naranja y rojo). Esto explica el color azul del cielo y los colores rojo y naranja del amanecer y atardecer, como se ve en la figura 3.7. Cuando amanece o anochece, la radiación solar recorre un mayor espesor de atmósfera y la luz azul y violeta es dispersada hacia el espacio exterior, pasando mayor cantidad de luz roja y naranja hacia la Tierra, lo que da el color del cielo a esas horas.

Figura 3.7 Color del cielo al anochecer.



Las partículas más grandes asociadas con niebla, smog o bruma también dispersan luz en longitudes de onda tal que el cielo se ve del blanco al gris. La dispersión de la luz solar por gotas de agua, bruma o partículas de polvo hacen posible observar bandas de luz solar llamadas **rayos crepusculares**, que se ven por ejemplo cuando la luz solar cruza los claros entre las nubes, como se puede apreciar en la figura 3.8.

Figura 3.8 Rayos crepusculares.



En resumen el color del cielo da una idea del número y tamaño de las partículas en la atmósfera: partículas pequeñas producen atardeceres rojizos, partículas grandes cielo blanco, con aire claro el cielo se ve azul - celeste.

Reflexión.

Aproximadamente el 30 % de la energía solar que llega al tope de la atmósfera es reflejada al espacio, como se muestra en la figura 3.6, con un 20% reflejado por las nubes, 6% desde la atmósfera y un 4% desde la superficie de la tierra. Esta energía se pierde y no interviene en el calentamiento de la atmósfera. La fracción de la radiación reflejada por la superficie de la tierra o cualquier otra superficie, se llama **albedo**, por lo tanto el albedo planetario es en promedio de un 30 %.

El albedo es variable de un lugar a otro y de un instante a otro, depende de la cobertura nubosa, naturaleza de la superficie, inclinación de los rayos solares, partículas en el aire, etc. Las nubes contribuyen con un alto porcentaje de albedo (~ 20 %), se nota en las noches apuntando con una linterna a la niebla como esta brilla. La Luna tiene sólo un 7 % de albedo, porque no tiene atmósfera y en las noches de luna llena da un buen brillo, pero la Tierra brilla aún más sobre la noche lunar, por lo que en la Luna las noches de tierra llena son mas claras que en la Tierra las noches de luna llena. En la tabla 3.2 se da el albedo de algunas superficies comunes.

Tabla 3.2 Valores típicos de albedo.

| SUPERFICIE | ALBEDO % |
|--------------------------------|----------|
| Nieve fresca | 80-85 |
| Arena | 20-30 |
| Pasto | 20-25 |
| Bosque | 5-10 |
| Suelo seco | 15-25 |
| Agua (sol cerca del horizonte) | 50-80 |
| Agua (sol cerca del cenit) | 3-5 |
| Nube gruesa | 70-80 |
| Nube delgada | 25-30 |
| Tierra y atmósfera global | 30 |

Absorción.

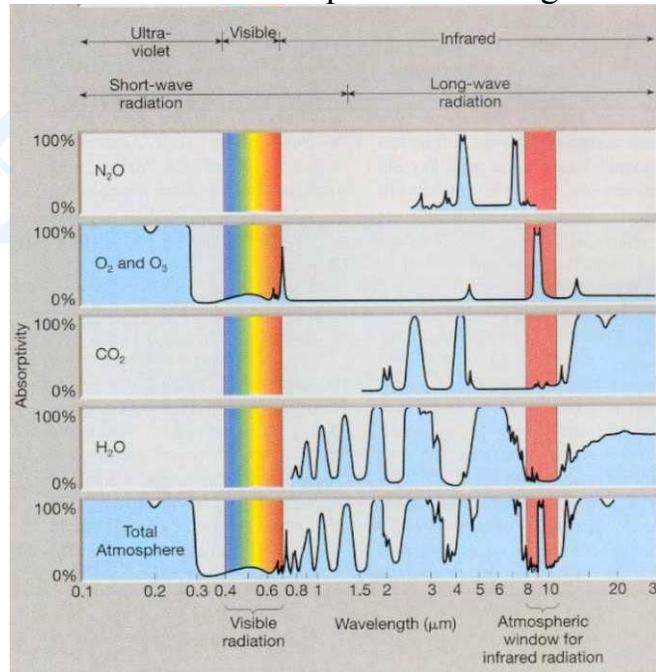
Los gases de la atmósfera son absorbedores selectivos de radiación solar, es decir que absorben gran cantidad para algunas longitudes de onda, moderadas en otras y muy poca en otras. Cuando un gas absorbe energía, esta se transforma en movimiento molecular interno que produce un aumento de temperatura. Los gases que son buenos absorbedores de radiación solar son importantes en el calentamiento de la atmósfera.

En la figura 3.9 se muestra la absorción de diversos gases en la atmósfera para diferentes longitudes de onda, se observa que el nitrógeno es mal absorbedor de radiación solar, el oxígeno y el ozono son buenos absorbedores de radiación ultra-

Clase 2 Radiación solar y terrestre.

violeta en $\lambda < 0,29 \mu\text{m}$, el vapor de agua es buen absorbedor en longitudes de onda mas larga. Para la atmósfera total ningún gas es un efectivo absorbedor de radiación en longitudes de onda entre 0.3 y 0.7 μm , por lo que se tiene un vacío en la región de luz visible, que corresponde a una gran fracción de la radiación solar. Esto explica porque la radiación visible llega a la Tierra y se dice que la atmósfera es transparente a la radiación solar entrante.

Figura 3.9 Absorción de radiación por diferentes gases de la atmósfera.



3.5 RADIACIÓN TERRESTRE SALIENTE.

La energía solar directa no es un efectivo calentador de la atmósfera, sino que, como veremos ahora, esta es calentada por contraradiación desde la Tierra, generando la dinámica de la máquina del tiempo.

Como ya mostramos en la figura 3.6, aproximadamente el 51% de la energía solar que alcanza el tope de la atmósfera, llega a la superficie de la Tierra directa o indirectamente y es absorbida en el suelo. La mayor parte de esta energía es reirradiada hacia el cielo. Pero como la Tierra tiene una temperatura mucho menor que la del Sol, la radiación terrestre es emitida en longitudes de onda mucho más larga que la radiación solar de onda corta. La radiación terrestre se emite en longitudes de onda comprendida entre 1 y 30 μm , dentro del rango infrarrojo del espectro, con un máximo en 10 μm (figura 3.5), por esta razón se llama también radiación de onda larga o radiación infrarroja.

Clase 2 Radiación solar y terrestre.

Algunos gases de la atmósfera pueden absorber parte de la radiación que la Tierra emite al espacio, evitando que esta se pierda hacia el espacio exterior. Este efecto se muestra en la figura 3.9, donde se observa que el vapor de agua y el dióxido de carbono son importantes absorbedores de radiación en el infrarrojo. El vapor de agua absorbe aproximadamente cinco veces más radiación terrestre que todos los otros gases combinados, contribuyendo a elevar la temperatura de la baja troposfera, lugar donde se desarrolla la vida. Notar sin embargo de la figura 3.9 que en la banda entre 8 y 11 μm la atmósfera absorbe muy poca radiación de onda larga, como también el vapor de agua y el CO_2 . Esta región se llama “ventana atmosférica” debido a que en esa longitud de onda la atmósfera no absorbe radiación, la que se escapa al espacio exterior.

Entonces, la atmósfera es transparente a la radiación de onda corta del Sol, pero absorbe la radiación terrestre de onda larga, por lo tanto la atmósfera no es calentada por la radiación solar, sino que se calienta desde el suelo hacia arriba. Mientras más lejos se está del radiador (la superficie de la Tierra), es más fría, esto explica la disminución de la temperatura con la altura en la troposfera, que en promedio es de $-6.5^\circ \text{C}/\text{km}$, conocido como el gradiente normal de temperatura.

3.5.1 Efecto invernadero natural.

La temperatura media de la atmósfera es del orden de -20°C . La Tierra tiene una temperatura media del orden de 17°C . Esta mayor temperatura de la Tierra se debe a que la atmósfera absorbe radiación terrestre y se calienta, reirradia energía, que es reabsorbida por los gases de la atmósfera, que nuevamente la emiten hacia la tierra donde es absorbida por la superficie. Así la superficie de la Tierra esta continuamente recibiendo energía desde la atmósfera y del Sol. Este proceso repetitivo hace que la temperatura media de la Tierra sea aproximadamente 35°C mayor que si no tuviera atmósfera: es el efecto invernadero natural. Se llama así por su similitud con los invernaderos agrícolas: el vidrio de un invernadero deja entrar la radiación de onda corta del Sol que calienta los objetos adentro, estos a su vez emiten radiación en onda larga a la cual el vidrio es opaco y el calor queda atrapado en el invernadero. La luna sin atmósfera y casi a la misma distancia del Sol que la tierra, tiene una temperatura media 35°C menor que la tierra, porque no tiene efecto invernadero natural.

Las nubes, el vapor de agua y el dióxido de carbono absorben radiación de onda larga y ayudan a mantener la temperatura de la superficie terrestre, especialmente en la noche. Una cubierta de nube absorbe radiación de onda larga y la reemite hacia la superficie en la noche, pero en las noches con cielos despejados la radiación escapa al espacio, haciendo disminuir más la temperatura nocturna. Las no-

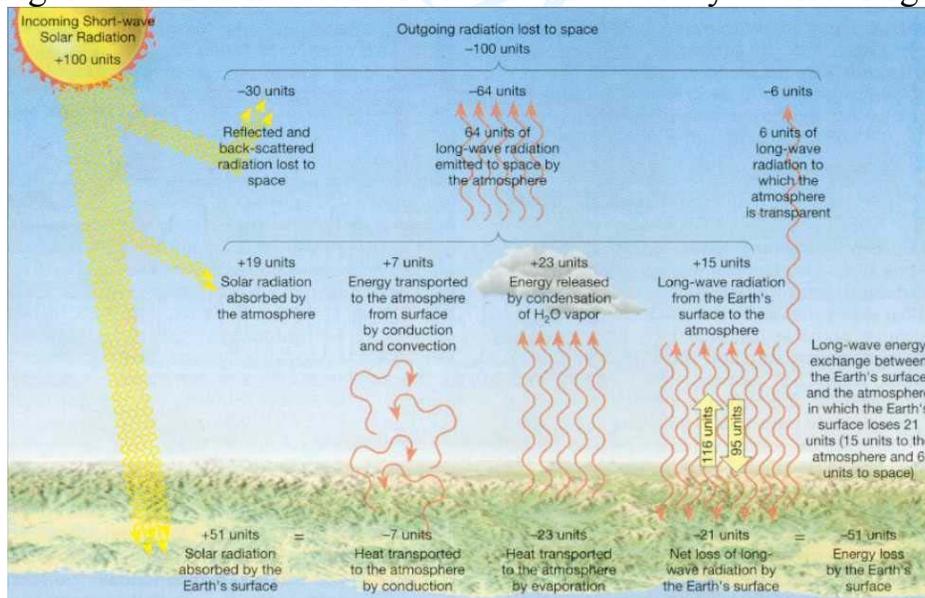
ches con cielos despejados son mas heladas que las con cielo nublado, por el contrario durante los días nublados, las máximas temperaturas son menores que con cielo despejados, ya que las nubes impiden el paso de la radiación solar directa. Por ejemplo los desiertos son muy cálidos en el día y muy fríos en la noche por causa de este efecto.

3.6 BALANCE DE CALOR.

La Tierra tiene una temperatura media constante en el tiempo, por lo que existe un balance entre la cantidad de radiación solar entrante y la radiación terrestre saliente, sino se calentaría o enfriaría continuamente. Por otra parte algunas regiones del planeta reciben mas radiación solar que otras, pero la radiación terrestre saliente es aproximadamente la misma en cualquier lugar del planeta. Por lo tanto debe existir un balance de calor, que se produce en dos formas:

1. Balance de energía total tierra/atmósfera. La cantidad de energía que llega a la superficie de la Tierra desde el Sol y desde la atmósfera, tiene que ser igual a la cantidad de energía que se refleja desde la superficie mas la que emite la Tierra al espacio. Este balance se ilustra en la figura 3.10, donde la suma de los valores de energía entrante es igual a la suma de los valores de energía saliente.

Figura 3.10 Balance de radiación de onda corta y de onda larga.



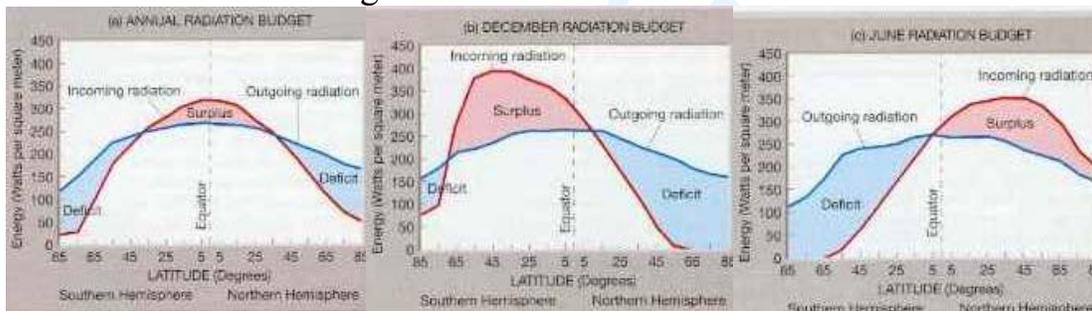
2. Balance de energía entre diferentes zonas del planeta. En promedio la zona latitudinal entre 35°N y 35°S reciben mas energía que la que pierden y lo contrario ocurre en zonas polares, como se ve en la figura 3.11. En esta figura lo sombreado en rojo es el exceso de calor y lo sombreado en azul el déficit. Es cono-

Clase 2 Radiación solar y terrestre.

cido que las zonas centradas en el ecuador son las regiones más cálidas del planeta, lo contrario se produce en altas latitudes, donde se pierde mas calor por emisión de radiación de onda larga que la recibida en onda corta del Sol. Pero estas zonas no se calientan ni enfrían continuamente, por lo que existe un transporte de calor desde las regiones con exceso a las regiones con déficit de calor. Es un transporte desde el ecuador hacia los polos y viceversa, que lo realizan la atmósfera y los océanos a través de los vientos y las corrientes en tres formas:

- Se consume calor sensible en la evaporación en los trópicos, el vapor de agua es transportado hacia los polos por los vientos y liberado como calor latente cuando se produce la condensación del vapor para formar las nubes.
- Calor transportado por las corrientes oceánicas cálidas hacia los polos (por ejemplo corriente de Brasil) y transporte de frío desde altas latitudes hacia zonas ecuatoriales por las corrientes frías (por ejemplo corriente de Humboldt frente a Chile).
- La circulación general de la atmósfera participa en el balance de calor con los grandes sistemas de vientos, huracanes y ciclones que transportan calor desde zonas tropicales hacia los polos y frío desde zonas polares hacia el ecuador.

Figura 3.11 Balance del calor.



En resumen, la energía recibida y emitida por el sistema tierra - atmósfera es la misma, hay ganancia de energía entre los trópicos y pérdida en zonas polares, el exceso y déficit es balanceado por la circulación general de la atmósfera y de los océanos. Además el balance de radiación de un lugar dado sufre variaciones con la cobertura nubosa, composición de la atmósfera, el ángulo de incidencia del Sol y la longitud del día. Así las áreas de exceso y déficit de energía migran estacionalmente con los cambios en la longitud del día y del ángulo de inclinación del Sol. En la tabla 3.3 se resume el balance de radiación en unidades de energía, de acuerdo a la figura 3.10.

Tabla 3.3 Balance de radiación.

| ENTRANTE | | SALIENTE | |
|---|------------|-----------------------------------|------------|
| Balance de calor de la superficie de la tierra | | | |
| Radiación solar | 51 | Radiación terrestre | 116 |
| Radiación atmosférica | 95 | Evaporación | 23 |
| | | Conducción/convección | 7 |
| Total | 146 | Total | 146 |
| Balance de calor de la atmósfera | | | |
| Radiación solar | 19 | Radiación al espacio | 64 |
| Condensación | 23 | Radiación a la superficie | 95 |
| Radiación terrestre | 110 | | |
| Conducción | 7 | | |
| Total | 159 | Total | 159 |
| Balance de calor planetario | | | |
| Radiación solar | 100 | Reflejada y dispersada | 30 |
| | | Radiación de atmósfera al espacio | 64 |
| | | Radiación de la tierra al espacio | 6 |
| Total | 100 | Total | 100 |

PREGUNTAS.

1. Analizar las diferencias entre los conceptos de calor y temperatura.
2. Describir los mecanismos básicos de transferencia de calor.
3. Comparar las radiaciones visible, infrarrojo y ultravioleta.
4. Explicar las leyes de radiación.
5. Explicar como se produce la dispersión de radiación solar en la atmósfera.
6. Explicar la formación de los diferentes matices de colores del cielo.
7. ¿Que factores influyen en el albedo?
8. Explicar las diferencias entre la radiación solar y la terrestre.
9. ¿Por qué la atmósfera de la tierra actúa como un invernadero?
10. ¿Qué mecanismos regulan el contraste de calor entre los trópicos y las zonas polares?