

CURSO CLIMATOLOGÍA 2021

TEMA 6

Circulación general de la atmósfera

La gran variedad de zonas climáticas existentes en nuestro planeta depende del agua. Su presencia da lugar a la existencia de gran variedad de plantas y animales; su ausencia convierte la región en desiertos y zonas donde la vida no es abundante. Dónde y cuándo llueve depende de los vientos. Para entender la distribución de climas sobre nuestro planeta es necesario entonces entender la circulación atmosférica.

Cristóbal Colón propuso alcanzar el este viajando hacia el oeste. No obstante, cuando salió de Portugal no viajó hacia el oeste, sino al sudoeste pues quería usar los, ya entonces conocidos, vientos alisios tropicales. En cambio, en su viaje de vuelta desde las Américas viajó primero hacia el norte para luego tomar hacia el este usando los vientos del oeste. ¿Por qué existen vientos del oeste en algunas latitudes y del este en otras?

George Hadley, un meteorólogo y abogado londinense, propuso en 1735 una teoría que fue muy cercana a la que hoy consideramos correcta. Para entenderla consideremos primero la brisa marina, esa circulación que se desarrolla en las costas durante el verano (Figura 1). La brisa es causada por la diferencia de temperatura entre el mar y la costa, causada a su vez por la diferencia en capacidades caloríficas de los dos medios. Esta diferencia de temperatura crea una diferencia de presión en superficie que genera vientos del mar a la playa. A su vez, el aire caliente en contacto con la tierra se vuelve liviano y se eleva. Esto provoca que la presión disminuya con la altura más despacio sobre la tierra que sobre el océano, creando así un gradiente de presión en sentido contrario y una circulación en la dirección contraria a la de superficie, cerrando el circuito.

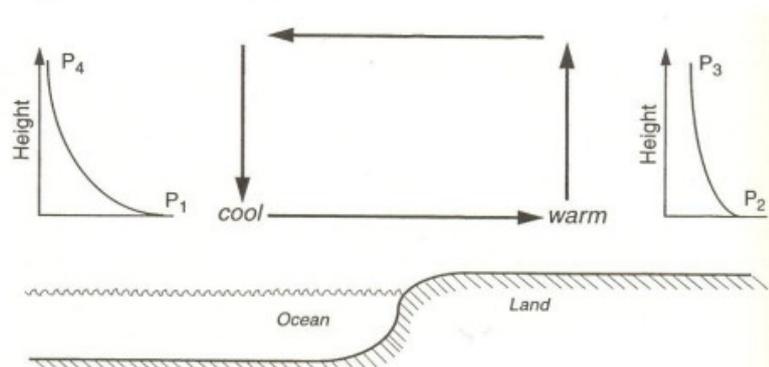


Figura 1. Esquema simplificado de la brisa marina.

Aplicando el mismo argumento que en la brisa marina, es de esperar que la distribución de radiación solar con la latitud cause que aire cálido se eleve en la zona ecuatorial y aire frío descienda en los polos. Una circulación hacia el ecuador en superficie y hacia los polos en altura cerraría el circuito.

Una circulación de este tipo se observa en Venus, pero no en la Tierra. En nuestro planeta los vientos predominantes son en la dirección longitudinal y no latitudinal. En particular, en la Tierra existen las corrientes de chorro con dirección oeste-este, tan rápida que aceleran los vuelos hacia el este. La principal razón de la diferencia de circulación entre Venus y la Tierra es que nuestro planeta

gira sobre su eje mucho más rápido: una vez al día, mientras que Venus gira 1 vez cada 243 días terrestres.

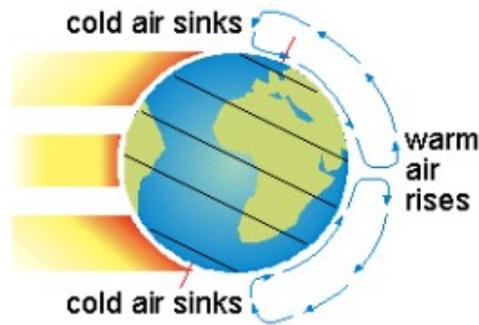


Figura 2. Circulación atmosférica en un planeta que no rota.

Así, la rotación terrestre condiciona el tipo de circulación atmosférica de nuestro planeta. Como resultado de este efecto cada hemisferio en la Tierra no tiene una sino tres celdas meridionales que se denominan celda de Hadley, celda de Ferrel y celda polar (Figura 3).

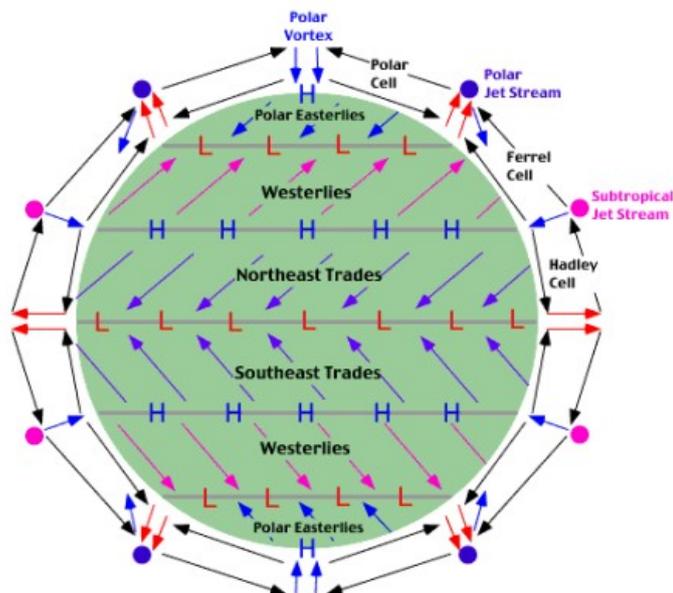


Figura 3. Esquema de la circulación general atmosférica

La circulación de la figura anterior, y por ende las principales zonas climáticas, está determinada por la rotación del planeta y el calentamiento diferencial ecuador-polo que da lugar a una diferencia de temperatura. Cada una de las celdas generadas, tiene una rama ascendente y otra descendente, así como vientos en altura y en superficie.

El movimiento del aire causado por la diferencia de presión está afectado por 2 fuerzas adicionales: la fricción y la fuerza de Coriolis. Los vientos en capas bajas (capa límite) están afectados por la fricción debido a la rugosidad de la superficie lo cual retarda el movimiento del flujo y cambia su dirección; los vientos en altura se consideran que no son afectados por la fricción (atmósfera libre). Por otro lado, el movimiento atmosférico (y oceánico) de gran escala está siempre afectado por la

rotación terrestre y su asociada fuerza de Coriolis. La fuerza de Coriolis es aparente y es necesaria tomarla en cuenta porque estamos midiendo los vientos en un sistema de referencia que rota (fijo a la Tierra), o sea que es no inercial.

Para ejemplificar el efecto de Coriolis consideremos una parcela que se mueve desde los polos hacia el ecuador en la atmósfera libre. Mientras la parcela se mueve la Tierra rota hacia el este generando una desviación aparente de la trayectoria de la parcela: en el hemisferio norte la deflexión es hacia la derecha y en el hemisferio sur hacia la izquierda. Apliquemos estos conceptos a la circulación de Hadley. En altura el flujo hacia los polos de las celdas de Hadley es desviado hacia el este en ambos hemisferios generando las corrientes en chorro subtropicales.

Por otro lado el aire que desciende cerca de los 30° en cada hemisferio también es afectado por Coriolis. Parte de este aire retorna hacia el ecuador viajando cerca de la superficie y por Coriolis es desviado hacia el oeste, convirtiéndose en los vientos alisios. La otra parte del aire que desciende en los 30° viaja hacia los polos en superficie y es deflectada hacia el este. Este flujo sumado a la componente de superficie de las corrientes de chorro es responsable de los vientos del oeste en latitudes medias.

Como resultado se obtiene el patrón de vientos en superficie que se observa en el panel izquierdo de la figura 4, junto con la distribución de presión en superficie.

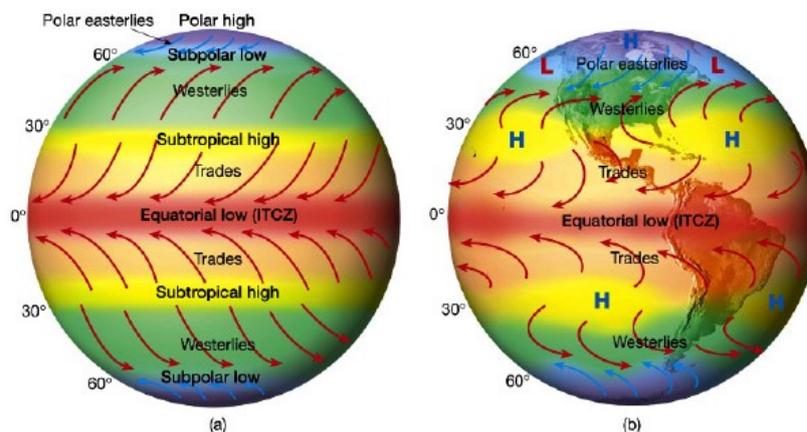


Figura 4. Vientos y presión en superficie en ausencia (presencia) de continentes y montañas a la izquierda (derecha).

Se observan cinturones de altas y bajas presiones que dan vuelta a la Tierra y coinciden con regiones de ascenso y descenso de las celdas. En particular se observa un cinturón de altas presiones en la región subtropical. Esta simetría se rompe con la presencia de los continentes y la topografía. En verano los continentes tienden a calentarse mas que los océanos y aparecen bajas presiones continentales que cortan el cinturón subtropical. Asimismo, la presencia de montañas perturba el movimiento atmosférico pues el flujo cerca de superficie no puede traspasarlas. Por lo tanto, en lugar de cinturones de alta presión subtropicales aparecen regiones circulares de altas presiones en los océanos subtropicales, que se denominan anticiclones semi-permanentes (panel derecho de la Figura 4). Se observa que ahora los vientos alisios y los del oeste tienden a circular en forma anti-horaria alrededor de estos anticiclones en el HS y en forma horaria en el HN.

La figura 5 muestra los vientos y presión en superficie durante DEF y JJA. Observar que si bien los patrones generales son similares en invierno y verano, existen variaciones significativas en los patrones de vientos y presión. En particular, el cinturón de altas presiones subtropical en el HS está casi presente durante JJA, mientras que en verano (DEF) se observan claramente 3 centros de alta presión ubicadas en los océanos.

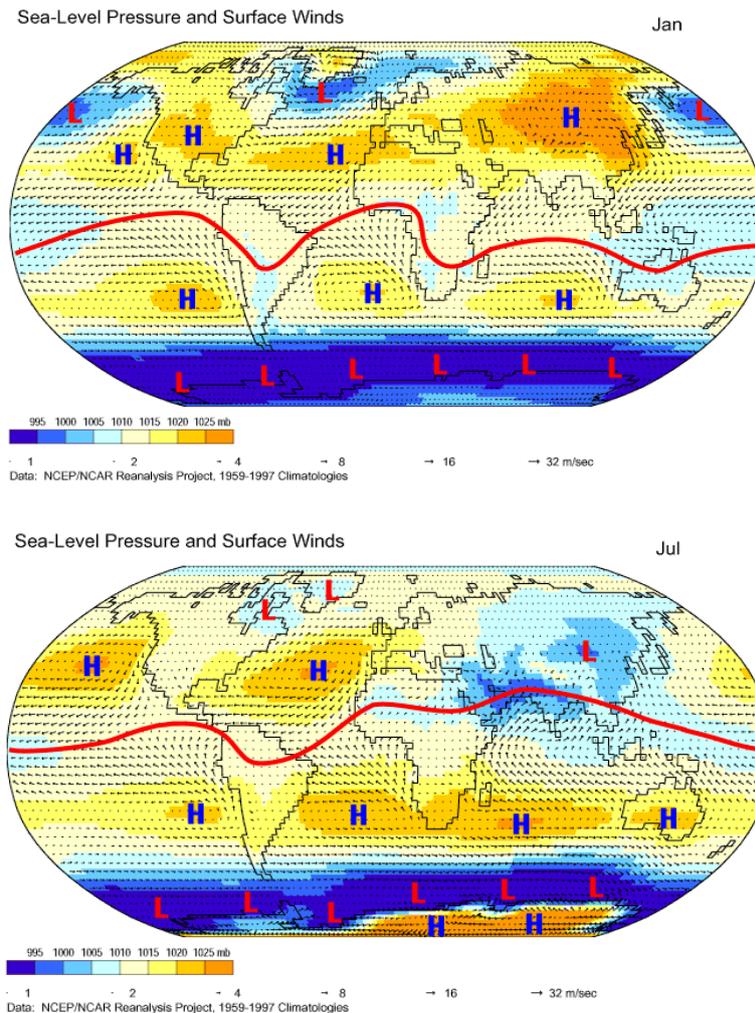


Figura 5 - Presión atmosférica al nivel del mar y vientos en superficie en enero (arriba) y julio (abajo). La línea roja marca aproximadamente la zona de ascenso de la celda de Hadley, mientras que las letras H y L denotan zonas de alta y baja presión en superficie.

Asimismo, es importante notar que zonas de ascenso de aire como las regiones ecuatoriales coinciden con zonas de baja presión en superficie, mientras que zonas de descenso de aire como las regiones subtropicales oceánicas coinciden con altas presiones en superficie. Las zonas de ascenso están caracterizados por fuertes lluvias ya que el aire ascendente se expande y se enfría de tal forma que el vapor de agua condensa y se forman nubes. Por otro lado, en las zonas de descenso de aire la atmósfera es estable y desfavorece la formación de procesos convectivos que den lugar a lluvias intensas.

En altura, la característica más saliente de la circulación atmosférica en latitudes medias son las corrientes en chorro que dan la vuelta al planeta a alrededor de 30°. En el hemisferio sur se observa la existencia de otra corriente en chorro ubicado hacia los 50° de latitud (Figura 6).

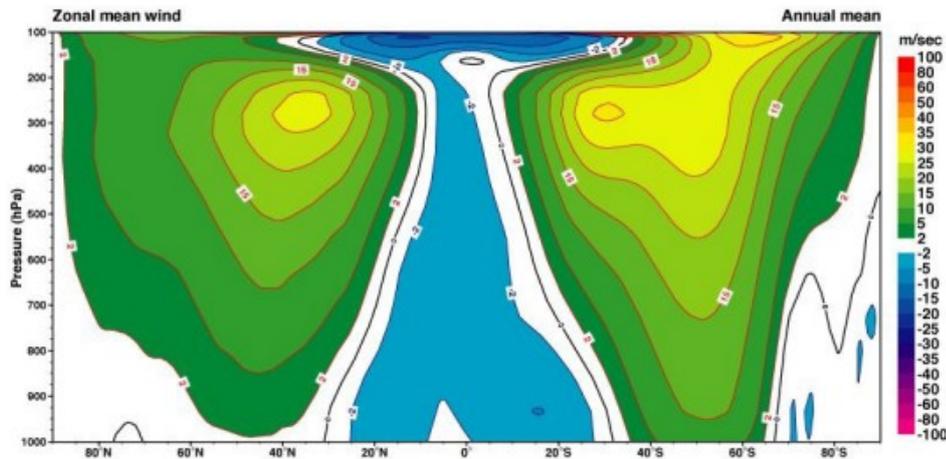


Figura 6. Viento anual medio en dirección Este Oeste.

El efecto de los continentes sobre los vientos es pequeño en el hemisferio sur pues la región no tiene casi continentes. Por lo tanto, en un mapa de presión en superficie, las condiciones en latitudes altas son muy parecidas a un planeta sin continentes. Las condiciones son muy diferentes en el hemisferio norte debido a la existencia de montañas. Estas montañas alteran el curso de las corrientes en chorro, especialmente en invierno cuando el océano está relativamente caliente respecto al frío continente. Estas perturbaciones resultan en la creación de dos zonas de bajas presiones centradas en Islandia y las islas Aleutianas (cerca de Alaska). Esas zonas tienden a estar permanentemente con cielo cubierto y lluvias pues la circulación de superficie tiende a converger causando movimiento ascendente y condensación de vapor de agua (figura 5).

Balance de fuerzas que rigen la circulación atmosférica

Como mencionamos antes, las zonas de alta presión subtropicales tienen asociados vientos que giran en sentido antihorario en el hemisferio sur y horario en el hemisferio norte. Las zonas de baja presión tienen vientos asociados en sentido opuesto. Esta relación entre vientos y presión es el resultado de la combinación de las fuerzas de Coriolis, de gradiente de presión y de fricción en la dirección horizontal. En forma matemática, la fuerza de Coriolis y de gradiente de presión (por unidad de masa) se pueden expresar de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \text{Fuerza Gradiente de presión} = FGP &= \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \hat{i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \hat{j} \\ \text{Fuerza de Coriolis} = FC &= f v \hat{i} - f u \hat{j} \end{aligned}$$

siendo (u,v) los vientos horizontales en las direcciones (x,y), ρ la densidad del aire, p la presión y $f=2\Omega \sin\theta$, donde Ω es la velocidad de rotación terrestre y θ la latitud; f se denomina parámetro de Coriolis. Como $\theta > 0$ al norte del ecuador, vale $f > 0$ en el HN; como $\theta < 0$ al sur del ecuador, vale $f < 0$ en el HS. El balance fundamental de los movimientos de gran escala (>500 km) en la atmósfera

libre (y el océano) se da entre la fuerza gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. En ese caso se cumple que $FGP+FC=0$ y se obtiene

$$u_g = \frac{-1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Esta relación se llama **balance geostrófico** y define los vientos geostróficos. Los vientos geostróficos se mueven en forma paralela a las líneas de igual presión (isóbaras) en lugar de ir de mayor a menor presión (cruzando las isóbaras) como se esperaría si la Tierra no rotara. La figura 7 muestra en un esquema los vientos geostróficos en el HS asociado a un gradiente de presión.

$$\text{Fuerza Gradiente de presión} = FGP = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \hat{i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \hat{j}$$

$$\text{Fuerza de Coriolis} = FC = fv \hat{i} - fu \hat{j}$$

siendo (u,v) los vientos horizontales en las direcciones (x,y), ρ la densidad del aire, p la presión y $f=2\Omega \sin\theta$, donde Ω es la velocidad de rotación terrestre y θ la latitud; f se denomina parámetro de Coriolis. Como $\theta > 0$ al norte del ecuador, vale $f > 0$ en el HN; como $\theta < 0$ al sur del ecuador, vale $f < 0$ en el HS. El balance fundamental de los movimientos de gran escala (>500 km) en la atmósfera libre (y el océano) se da entre la fuerza gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. En ese caso se cumple que $FGP+FC=0$ y se obtiene

$$u_g = \frac{-1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Esta relación se llama **balance geostrófico** y define los vientos geostróficos. Los vientos geostróficos se mueven en forma paralela a las líneas de igual presión (isóbaras) en lugar de ir de mayor a menor presión (cruzando las isóbaras) como se esperaría si la Tierra no rotara.

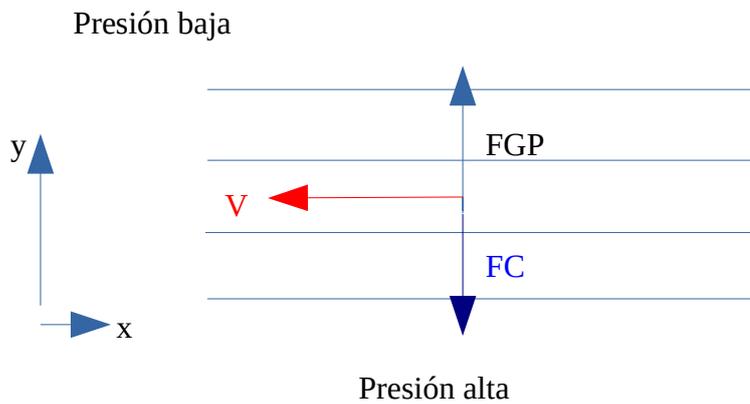


Figura 7. Esquema de balance geostrofico en el hemisferio sur en ausencia de fricción.

Si bien el balance geostrofico vale estrictamente para isobaras rectas, es una muy buena aproximación para isobaras curvas con radios de curvatura grandes. Es decir, en la atmósfera libre los vientos cumplen aproximadamente el balance geostrofico y tienden a ir en dirección paralelo a las isobaras.

En la capa límite, donde el efecto de la fricción es importante el balance geostrofico no se cumple tan ajustadamente. En presencia de fricción el flujo se desacelera por lo que la fuerza de Coriolis no puede balancear completamente a la fuerza de gradiente de presión y el flujo adquiere una componente que cruza las isobaras en sentido de mayor a menor presión (figura 8). Este efecto, por ejemplo, causa que los vientos que giran alrededor de la alta en el Atlántico sur tengan una componente “hacia afuera” del centro de alta presión lo cual es importante para la dirección de los alisios y vientos del oeste en superficie.

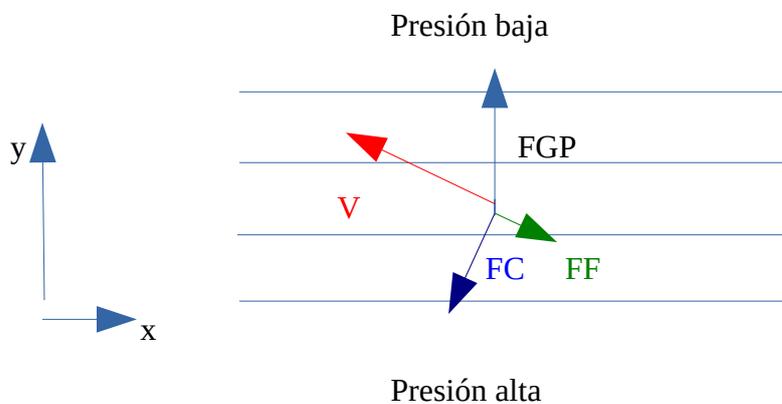


Figura 8. Esquema de balance de fuerzas en la capa límite en el hemisferio sur.

El balance geostrofico es el equilibrio fundamental de fuerzas en la dirección horizontal en la atmósfera. En la dirección vertical el equilibrio fundamental de fuerzas está dado por el balance entre el peso y la fuerza gradiente de presión en la dirección vertical, es decir

$$\frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \hat{k} - g \hat{k} = 0$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

Este balance se denomina **balance hidrostático**, y es una muy buena aproximación para la circulación atmosférica de gran escala. Este balance no se cumple a escalas pequeñas durante la formación de nubes de gran desarrollo vertical pues existen aceleraciones verticales de aire significativas.

Regiones de convección

Mientras que las condiciones atmosféricas en los extratropicos dependen críticamente de la intensidad y trayectoria de las corrientes en chorro, las condiciones en los trópicos dependen fundamentalmente de los patrones de temperatura de superficie. En un planeta cubierto de agua el aire asciende en el ecuador donde la temperatura es máxima y desciende en los subtrópicos, como en el modelo idealizado de Hadley. En la Tierra ese es casi el caso en las regiones tropicales de los océanos Pacífico y Atlántico, donde el efecto de los continentes es mínimo. En esos océanos las regiones de convección están confinadas a las zonas de mayor temperatura de superficie del mar, ubicadas justo al norte del ecuador, y donde convergen los alisios. Además de estas zonas de convergencia, existen grandes áreas de convección en el Congo, el Amazonas, el continente marítimo en el Pacífico tropical oeste, el sudeste Asiático y el norte de Australia. Los vientos de superficie convergen en esos centros de baja presión donde el aire se eleva.

Circulación de Walker

La diferente capacidad calorífica de océanos y continentes genera gradientes de temperatura que influyen la circulación atmosférica. No obstante, las diferencias de temperatura longitudinal no ocurren sólo entre continentes y océanos sino también en diferentes partes de los océanos. El ejemplo mas claro es la diferencia de temperatura de superficie del mar entre el océano Pacífico tropical este y el oeste, donde las temperaturas cerca de Perú pueden ser 10°C menores a las que hay cerca de Indonesia (figura 8). Esta diferencia de temperaturas da lugar a una circulación atmosférica, llamada celda de Walker (figura 9).

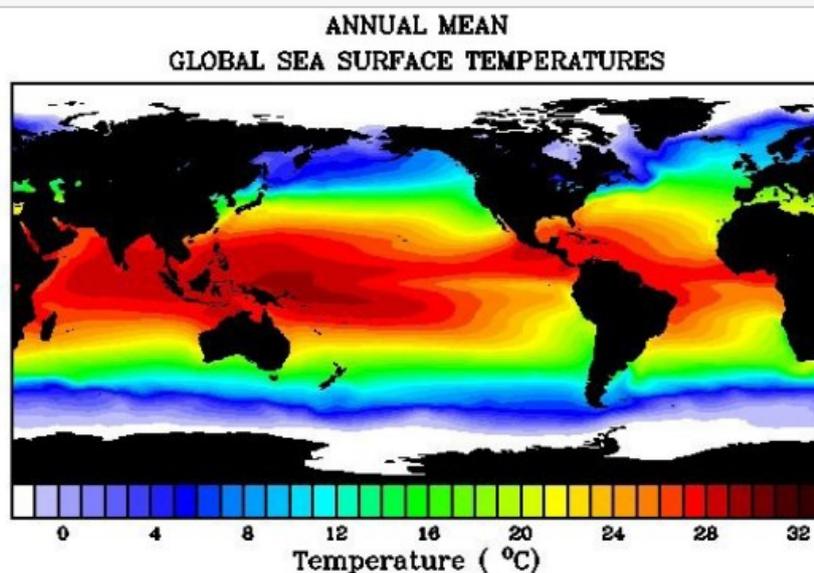


Figura 8. Temperatura de superficie del mar promedio anual

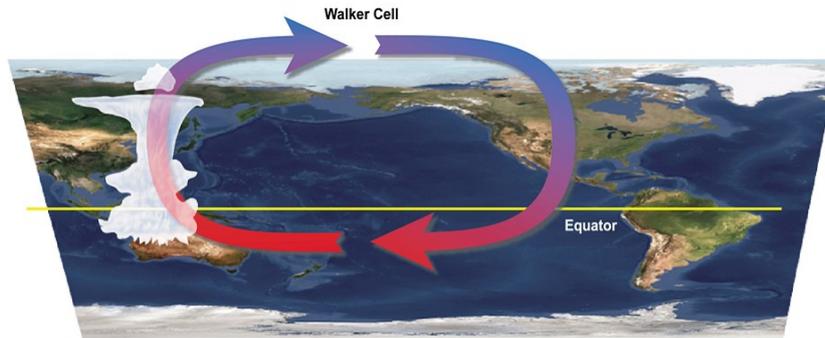


Figura 8. Celda de Walker.

En esta circulación el aire se eleva en el Pacífico ecuatorial occidental, viaja hacia el este descendiendo en el Pacífico oriental y luego es completada en superficie por la componente longitudinal de los alisios. Mientras que en el Pacífico oeste existen torres convectivas, en el Pacífico este el descenso de aire provoca la aparición de las nubes bajas tipo estratos que casi no producen lluvias y cubren las aguas frías de la costa peruana. En esta circulación el aire se mueve de mayor a menor presión y no existe el balance geostrófico, ¿por qué?

Para terminar, la figura 9 muestra las precipitación media anual. Se observa una banda de grandes lluvias situada justo por encima del ecuador, que es la zona de convergencia de los alisios y ascenso de aire de la celda de Hadley: la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Luego, se observa un acumulado importante de lluvias en la región Amazónica y en África ecuatorial asociadas a la intensa actividad convectiva en esas regiones. Por último, existen bandas de lluvia en latitudes medias asociadas a la presencia de tormentas. Por otro lado, en el Atlántico subtropical norte y sur, en el Pacífico subtropical este norte y sur se observan regiones sin lluvias, asociadas a los anticiclones semi-permanentes subtropicales.

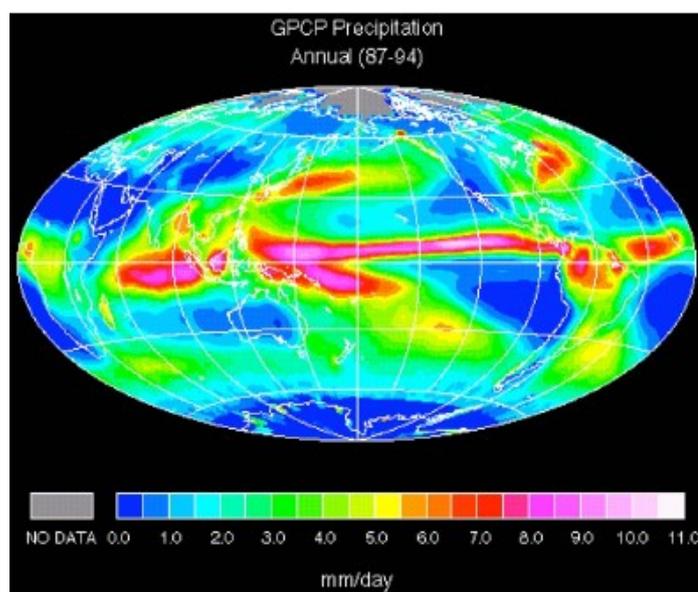


Figura 9. Lluvia media anual.

Precipitación anual en función de la latitud

Como la precipitación en su mayor parte, es producida por un ascenso adiabático en la atmósfera, los máximos de precipitación se producen en aquellas zonas del mundo en las cuales predomina el ascenso de aire. Las zonas de precipitación siguen al sol hacia el hemisferio norte en el verano de dicho hemisferio y hacia el sur en el verano del hemisferio sur. Estas oscilaciones producen zonas con lluvias prevalecientes en el verano o invierno. Podemos distinguir en cada hemisferio ocho zonas de precipitación (Figura 10):

- Zona 1. En la zona de baja presión ecuatorial con su pronunciada convergencia, alta temperatura y fuerte actividad convectiva, la precipitación es abundante. Cuando nos alejamos del ecuador aparecen dos máximos y dos mínimos de precipitación a lo largo del año.
- Zona 2. Esta zona está bajo la influencia de los vientos alisios. Tiene poca lluvia en invierno y fuertes lluvias en verano.
- Zona 3. Poca lluvia en verano y seco en invierno. En verano está levemente afectado por convergencia intertropical y en invierno la zona cae en el régimen de la faja de anticiclones subtropicales semipermanentes.
- Zona 4. Sequía todo el año, esta dominada todo el año por los anticiclones subtropicales.
- Zona 5. Poca lluvia en invierno y sequía pronunciada el resto del año. Las pocas lluvias de invierno se deben a que el frente polar extiende su influencia hasta dicha zona en esa época del año, mientras que el resto del año está bajo la influencia del anticiclón subtropical.
- Zona 6. Invierno lluvioso y seco en verano por estar un poco más alejada del ecuador la intensidad y duración de la lluvia de invierno será un poco mayor que en la zona anterior pero en verano está todavía bajo la influencia del anticiclón subtropical.
- Zona 7. Precipitaciones todo el año, pues está dominada prácticamente todo el año por los vientos de los oeste con sus zonas frontales de ascenso de aire.
- Zona 8. Precipitaciones leves, debido a que en la zona polar predominan los anticiclones, pero a veces llegan algunos ciclones y frentes que son los responsables de esas pocas precipitaciones.

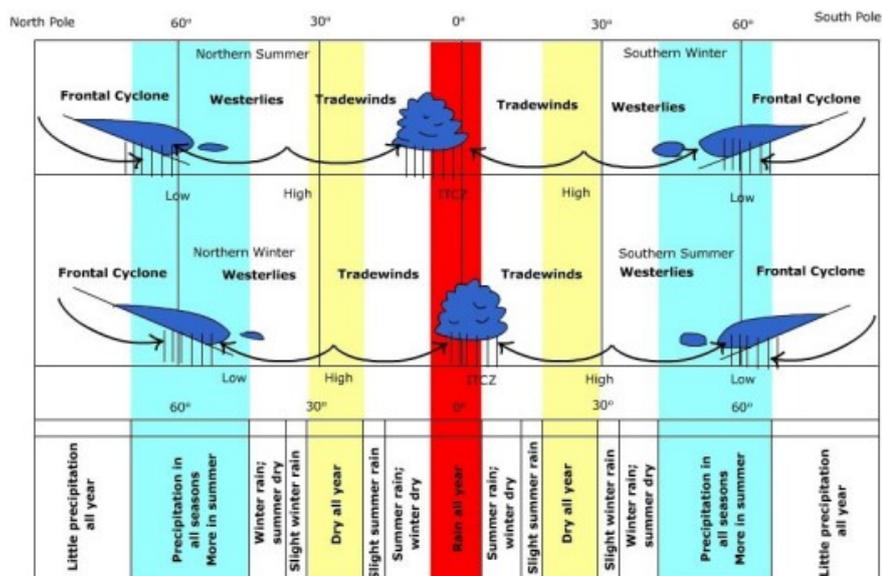


Figura 10. Zonas de precipitación en función de la latitud

Zonas climáticas dependientes de la variación anual de la precipitación.

Además del total anual de precipitación, la variación anual, es de gran importancia para caracterizar el clima de una región. Podemos distinguir seis tipos de variaciones anuales de precipitación:

1. Tipo ecuatorial Tiene dos máximos después de los equinoccios o sea después de haber pasado el Sol por el cenit. Las lluvias ecuatoriales son causadas por la convergencia del aire en la zona ecuatorial. La zona de calmas ecuatoriales sigue al sol en su oscilación anual hacia el sur y norte del ecuador, por lo tanto la zona de máximas precipitaciones también sigue al sol. El tipo ecuatorial se ubica entre 10°N y 10°S del ecuador. Al aumentar la distancia al ecuador los dos máximos se van aproximando hasta formar uno solo.

2. Tipo tropical Tiene un máximo en verano en el momento o poco después del sol alcance el cenit, pues en ese momento está la convergencia intertropical sobre el lugar y por lo tanto la actividad convectiva es mayor. Durante el tiempo en que el sol se encuentra en el otro hemisferio la precipitación es escasa (invierno) o puede tener un período seco ya que está bajo la influencia del anticiclón subtropical.

3. Tipo monzónico Vea el ejemplo de la localidad de Darwin en el norte de Australia (12,2°S) donde el sol pasa a través del cenit a fines de octubre y mediados de febrero. La precipitación máxima ocurre en enero cuando el monzón del NW, es más fuerte y encontramos más seguidas masas de aire oceánicas en la parte norte del continente australiano. Este tipo se parece al anterior en el hecho de que el máximo se encuentra en verano pero teniendo en cuenta la latitud si no fuera por el monzón tendría dos máximos. Las lluvias del monzón del hemisferio norte ocurren desde junio hasta agosto (India) y por lo tanto el monzón está relacionado con el tipo continental de lluvias prevalecientes en verano.

4. Tipo subtropical Tiene lluvias en invierno. Este tipo se encuentra en la margen polar de los cinturones subtropicales de ambos hemisferios. Su característica es de veranos secos e inviernos lluviosos. Este tipo no se encuentra en las costas orientales de los continentes en parte debido al monzón. Este tipo se presenta a lo largo de las costas occidentales de California y la región mediterránea debido a ello se le conoce como mediterráneo o californiano.

5. Tipo continental Tiene lluvias en verano. En el interior de los continentes en los meses de verano hay precipitaciones más fuertes que en invierno. La disminución en invierno se debe principalmente a las menores temperaturas del aire que reduce el posible contenido de vapor de agua en la atmósfera. Además las bajas temperaturas favorecen la formación de anticiclones en esa época lo cual también tiende a disminuir la cantidad de precipitaciones. Si comparamos los tipos continentales, monzónicos y tropicales observamos que los tres se asemejan en el hecho de tener su máximo en verano. La mayor diferencia del continental con los otros dos es que el periodo seco en invierno es menos pronunciado sobre los continentes.

6. Tipo marítimo La actividad ciclónica sobre los océanos es más intensa en invierno, las masas de aire marítimo están más calientes y por lo tanto tienen mayor contenido de humedad desde fines del otoño hasta finales del invierno. Luego la precipitación sobre los océanos y zonas costeras adyacentes es mayor a principios y durante el invierno o sea cuando la presencia de anticiclones y bajas temperaturas reducen considerablemente la precipitación en los continentes.

Zonas de precipitación y vegetación.

Los biomas (zonas bioclimáticas) son divisiones apropiadas para organizar el mundo natural debido a que los organismos que viven en ellos poseen constelaciones comunes de adaptaciones, que no solo dependen del clima de cada una de las zonas sino también de los tipos de vegetación que se desarrollan en ellos (Figura 11). El clima es quizás el elemento más importante en determinar las clases de individuos que pueden vivir en un área y las maneras en que ellos deben modificarse para vivir bajo condiciones diferentes de temperatura y precipitación y la distribución estacional de estos factores. Cada lugar en la Tierra tiene su propio clima, influenciado tanto por el macroclima de la región (circulación general de la atmósfera) como por el microclima del lugar en particular. Pero, a

gran escala, existen algunos factores comunes que determinan que, por ejemplo, animales no relacionados en los Desiertos del Sahara y de Sonora tengan, sorprendentemente, muchas cosas en común.

Los suelos son muy importantes ya que ellos son básicos para determinar los tipos de plantas (y por lo tanto, las comunidades vegetales) que crecerán en una zona bioclimática en particular; además, sirven igualmente como substratos para los animales. Y, a su vez, los suelos están muy influenciados por los climas regionales, lo mismo que por la geología de la roca madre.

La vegetación de un área depende tanto del clima como de los suelos y, a su vez, influye fuertemente en la determinación de qué especies vegetales y animales pueden existir en la localidad. La vegetación varía en tamaño y estructura, en su manifestación estacional, y en cómo cambia en el tiempo. Su importancia es mayor que la suma de sus partes vegetales individuales ya que muchas especies de animales, por ejemplo, están influenciados en gran medida por la estructura física de la comunidad vegetal mientras que otros lo están por las especies vegetales en sí.

Un componente importante de las plantas y animales en una región es su diversidad global, que indica cuántas especies pueden coexistir ahí. Esto varía sustancialmente tanto dentro como entre las zonas bioclimáticas, dependiendo tanto del clima como de la vegetación. Las adaptaciones de las plantas y animales son las manifestaciones físicas de la evolución orgánica. Todo individuo es una colección de adaptaciones que le permiten funcionar efectivamente en su ambiente, y estas adaptaciones caracterizan la especie. Las especies son afectadas en todos los aspectos del ambiente, tanto físico (clima, agua, substrato) como biológico (otras especies como presas, depredadores, parásitos, competidores o simbioses). Cada especie es única, y aún así comparte tipos particulares de adaptaciones con muchas otras especies.

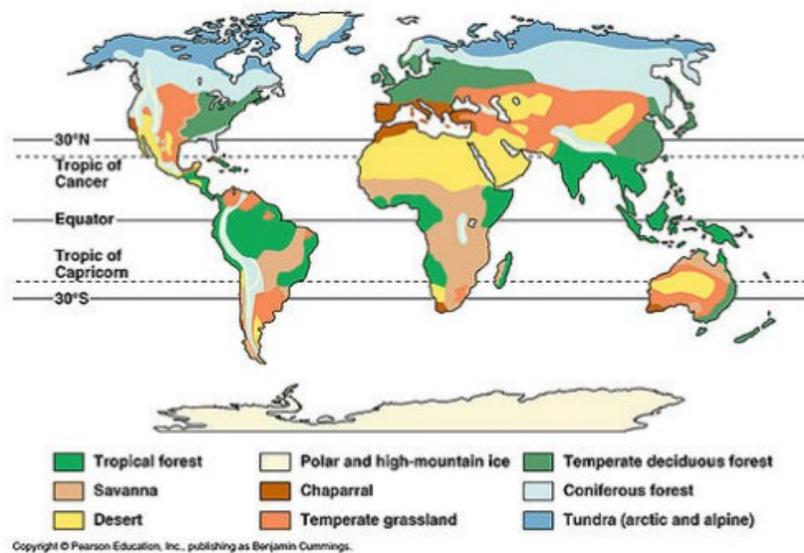


Figura 11. Biomas en el mundo