

Capítulo 5 | Ambiente terrestre

- 5.1 La vida terrestre impone constricciones únicas
- 5.2 La cubierta vegetal afecta a la distribución vertical de la luz
- 5.3 El suelo es el cimiento del que depende la vida terrestre
- 5.4 La formación de suelos comienza con la meteorización
- 5.5 En la formación de suelos participan cinco factores interrelacionados
- 5.6 El suelo presenta determinadas características físicas únicas
- 5.7 El suelo presenta capas horizontales u horizontes
- 5.8 La capacidad de retención de humedad es una característica esencial del suelo
- 5.9 La capacidad de intercambio iónico es importante para la fertilidad del suelo
- 5.10 Los procesos básicos de formación de suelo producen diferentes suelos

En la introducción a los ambientes acuáticos del capítulo anterior predominó el debate sobre las propiedades físicas y químicas del agua, características tales como la profundidad, la velocidad de flujo y la salinidad. Cuando se piensa en el término *ambiente terrestre*, sin embargo, no son las características físicas y químicas de un lugar las que vienen primero a la mente. Lo que más probablemente se visualice sea la vegetación: las altas y espesas selvas tropicales, los colores cambiantes del otoño en un bosque templado o la amplia extensión de hierba que caracteriza a las praderas. La vida animal depende de la vegetación de una región para que le suministre los recursos esenciales de alimento y abrigo y, como tal, la estructura y composición de la vida vegetal imponen constricciones sobre la distribución y abundancia de la vida animal. No obstante, al igual que el caso de los medios acuáticos, son las características físicas y químicas de un ambiente terrestre las que determinan las constricciones sobre la vida. La vida vegetal es un reflejo del clima y el suelo (como analizaremos en el Capítulo 6) y, sin perjuicio de si resulta la más adecuada para suministrar los recursos esenciales, las condiciones físicas de una región también imponen constricciones primarias sobre la vida animal (Capítulo 7).

En este capítulo examinaremos las características principales del ambiente terrestre que influyen de forma directa en la vida sobre la tierra. La vida surgió del agua para colonizar la tierra hace más de mil millones de años. La transición al ambiente terrestre presentó un conjunto único de problemas para los organismos ya adaptados a un

ambiente acuático. A fin de comprender las «constricciones de adaptación» impuestas por el ambiente terrestre, es necesario considerar en primer lugar las diferencias físicas entre los ambientes terrestres y acuáticos, así como los problemas que estas diferencias ocasionan a los organismos que realizan la transición del agua a la tierra.

5.1 | La vida terrestre impone constricciones únicas

La transición de la vida acuática a la terrestre trajo consigo una serie de constricciones. Probablemente la más importante es la desecación. Las células vivas, tanto animales como vegetales, contienen entre un 75 y un 95 por ciento de agua. Salvo que el aire esté saturado de humedad (véase el Apartado 3.6), el agua se evapora de la superficie de las células como resultado del proceso de difusión. El agua que se pierde en el aire es agua que debe reponerse si la célula desea mantenerse hidratada y continuar funcionando. El mantenimiento de este **equilibrio hídrico** entre los organismos y el ambiente que los rodea ha sido una influencia importante en la evolución de la vida en la tierra. Por ejemplo, cuando las plantas se adaptan al ambiente terrestre, desarrollan células altamente especializadas con diferentes funciones. Las partes aéreas de la mayoría de las plantas, como los tallos y las hojas, se encuentran recubiertas por cutículas enceradas que evitan la pérdida de agua. Si bien se reduce la pérdida de agua, la superficie encerada también impide el intercambio gaseoso (dióxido de carbono y oxígeno). En consecuencia, las plantas terrestres han desarrollado poros en la superficie de la hoja (estoma; véase el Capítulo 6) que permiten la difusión de gases del aire al interior de la hoja.

Con el fin de no deshidratarse, el organismo debe reponer el agua que ha perdido en el aire. Los animales terrestres cuentan con la capacidad de adquirir agua al beber y alimentarse. En el caso de las plantas, sin embargo, el proceso es pasivo. A comienzos de su evolución, las plantas terrestres desarrollaron tejidos vasculares que consistían en células unidas por tubos que transportaban agua y nutrientes por el cuerpo de la planta. El tema del equilibrio hídrico y la variedad de las adaptaciones que las plantas y los animales han desarrollado para resolver los problemas de la pérdida de agua se analizarán en los Capítulos 6 y 7.

La desecación no es la única restricción impuesta por la transición del agua a la tierra. Debido a que el aire es menos denso que el agua, resulta una carga mucho menor (resistencia por fricción) para el movimiento de los organismos, aunque aumenta enormemente la limitación impuesta por la fuerza de la gravedad. La fuerza vertical que ejerce la flotabilidad debido al desplazamiento del agua ayuda a los organismos de ambientes acuáticos a superar las constricciones impuestas por la gravedad (véase el Apartado 4.2). Por el contrario, la necesidad de permanecer erguido en contra de la fuerza de gravedad en el ambiente terrestre conduce a una importante dedicación de recursos para materiales estructurales tales como el esqueleto (en el caso de los animales) o la celulosa (en el caso de las plantas). El sargazo gigante (*Macrocystis pyrifera*) que habita las aguas de la costa californiana constituye un excelente

ejemplo. Se desarrolla en densos grupos llamados bosques de sargazos. Anclados en los sedimentos del fondo, los sargazos pueden alcanzar alturas de hasta 30 m o más hacia la superficie. Los sargazos se mantienen a flote gracias a las vejigas llenas de gas que se adhieren a cada una de las hojas, aunque, cuando se extraen estas plantas del agua, caen en forma de masa. Al carecer de tejidos de sostén reforzados por celulosa y lignina, el sargazo no puede sostener su propio peso ante la fuerza de gravedad. Por el contrario, un árbol de igual altura que se desarrolla en el bosque costero de California (Figura 5.1) debe dedicar más del 80 por ciento de su masa total a los tejidos de sostén y conducción en el tronco, ramas, hojas y raíces.

Otra característica del ambiente terrestre es el alto grado de variabilidad, tanto en tiempo como en espacio. Las variaciones térmicas en la tierra (aire) son mucho mayores que las del agua. El elevado calor específico del agua (véase el Apartado 4.2) evita que se produzcan fluctuaciones diarias y estacionales amplias en la temperatura de los hábitat acuáticos, que, de hecho, son una de las características de las temperaturas del aire (véase el Capítulo 3). Del mismo modo, el período y la cantidad de precipitaciones que recibe un lugar limitan la disponibilidad de agua en las plantas y animales terrestres y su capacidad para mantener el equilibrio hídrico. Estas fluctuaciones en la temperatura y la humedad ejercen, por un lado, un efecto de corto plazo en los procesos metabólicos y, por el otro, una influencia de largo plazo en la evolución y distribución de las plantas y animales terrestres (véanse los Capítulos 6 y 7). En última instancia, es la variación geográfica del clima la que domina la distribución a gran escala de las plantas y, por ende, la



Figura 5.1 | Una secuoya roja (*Sequoia sempervirens*) debe dedicar más del 80 por ciento de su biomasa a los tejidos de sostén y conducción por el efecto de las fuerzas gravitacionales.

naturaleza de los ecosistemas terrestres (Véanse la Figura 3.1 y el Capítulo 23).

5.2 | La cubierta vegetal afecta a la distribución vertical de la luz

A diferencia de los ambientes acuáticos, donde la absorción de la radiación solar por el agua produce un gradiente vertical de luz distinto, el factor predominante que influye en el gradiente vertical de luz de los ambientes terrestres es la absorción y reflejo de la radiación solar por parte de las plantas. Se observa una disminución de la luz cuando uno entra en un bosque en verano (Figura 5.2a). Se notaría un efecto similar si se examinara la última capa de una pradera o un campo abandonado (Figura 5.2b). La cantidad de luz que logra penetrar la bóveda vegetal y alcanzar el suelo varía según la cantidad y orientación de las hojas.

La cantidad de luz a determinada profundidad de la bóveda se regula en función del número de hojas que se encuentran en la parte superior. A medida que se desciende por la bóveda, la cantidad de hojas en la parte superior aumenta, por lo que disminuye la cantidad de luz. No obstante, debido a que las hojas varían en tamaño y forma, el número de hojas no resulta la medida más adecuada para indicar la cantidad.

La cantidad de hojas, o densidad del follaje, en general se expresa en términos de la superficie foliar. Dado que la

mayor parte de las hojas son planas, la superficie foliar es la superficie de uno o ambos lados de la hoja. En el caso de que las hojas no sean planas, en ocasiones, se mide la superficie total. Con el fin de cuantificar los cambios en la luz que se producen ante el aumento en la superficie foliar, es necesario definir la superficie foliar por unidad de superficie de suelo (m^2 de superficie foliar/ m^2 de superficie de suelo). Esta medida es el **índice de superficie foliar (ISF)** (Figura 5.3). Un índice de superficie foliar de 3 ($ISF = 3$) indicaría que hay $3 m^2$ de superficie foliar por cada m^2 de suelo.

Cuanto más elevado sea el índice de superficie foliar en un área, menor será la cantidad de luz que alcance dicha superficie. A medida que uno desciende de la parte superior de la bóveda al suelo de un bosque, la superficie foliar y el ISF acumulados se incrementan, mientras que la luz disminuye de forma correspondiente. La relación general entre la luz disponible y el índice de superficie foliar se describe mediante la ley de Beer (véase Cuantificando la ecología 5.1: Ley de Beer y atenuación de la luz).

Además de la cantidad de hojas, la orientación de las mismas en la planta influye en la atenuación de luz en la bóveda. El ángulo al que se orienta una hoja en relación con el Sol afecta la cantidad de luz que absorbe. Si una hoja perpendicular al Sol absorbe 1,0 unidad de energía de luz (por unidad de superficie foliar/tiempo), esa misma hoja a un ángulo de 60 grados respecto del Sol absorberá sólo 0,5 unidades, debi-

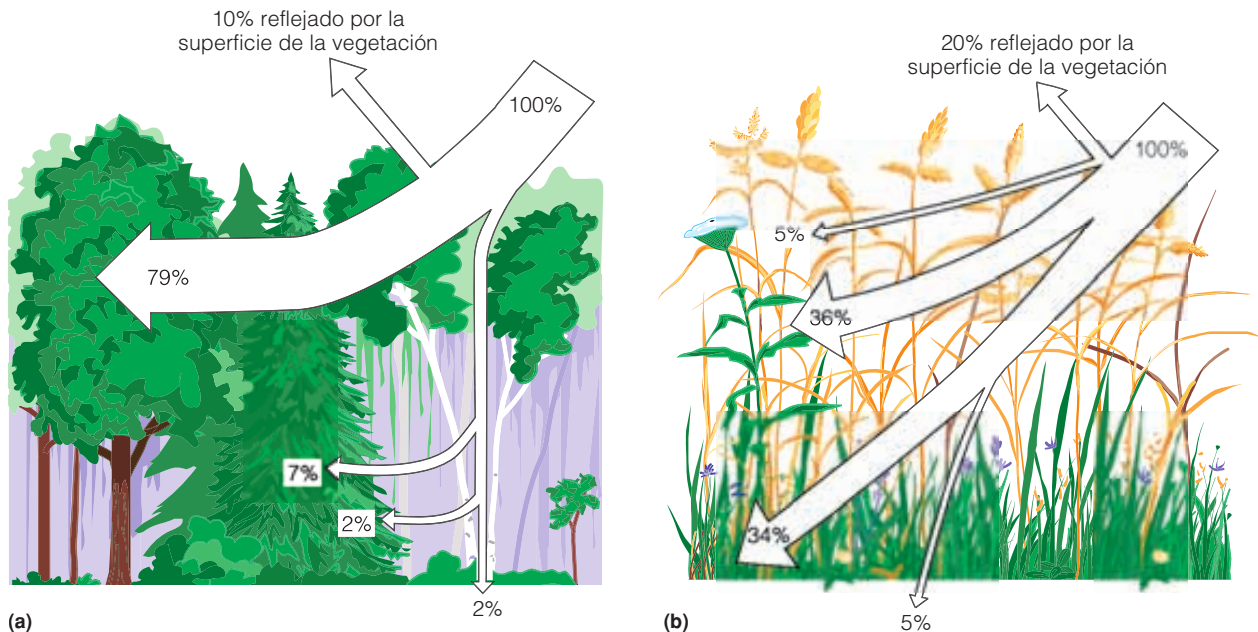


Figura 5.2 | La absorción y reflejo de la luz en la bóveda vegetal. **(a)** Un bosque mixto de coníferas y caducifolios refleja alrededor del 10 por ciento de la radiación fotosintéticamente activa (PAR) de la parte superior y absorbe la mayor parte del resto en la copa. **(b)** Una pradera refleja el 20 por ciento de la radiación fotosintéticamente activa en la superficie superior. Las zonas intermedias y bajas, en donde las hojas presentan una mayor densidad, absorben el resto. Sólo entre el 2 y 5 por ciento de la PAR alcanza el suelo. (Adaptado de Larcher 1980.)

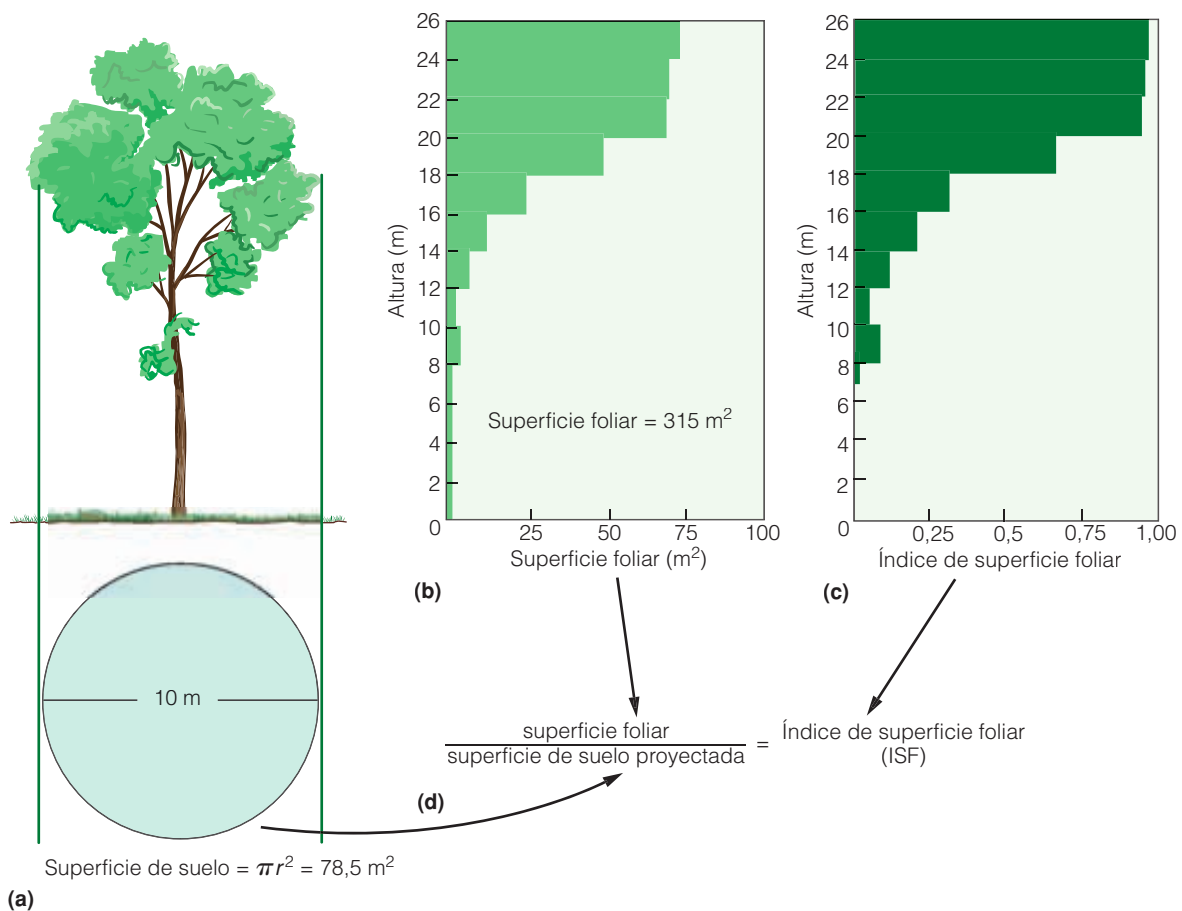


Figura 5.3 | El concepto de índice de superficie foliar (ISF). (a) Un árbol con una copa de 10 m de ancho proyecta un círculo del mismo tamaño en el suelo. (b) La densidad foliar (superficie foliar) en las diferentes alturas por encima del suelo. (c) El aporte de las capas de la copa en relación del índice foliar. (d) Cálculo del ISF. La superficie foliar total es de 315 m². La superficie de suelo proyectada es de 78,5 m². El ISF es de 4.

do a que la misma superficie foliar produce sólo la mitad de la superficie proyectada y, por lo tanto, intercepta sólo la mitad de la energía de luz (Figura 5.4). Así, el ángulo foliar influye en la distribución vertical de la luz en la bóveda, así como en la cantidad total de luz que se absorbe y se refleja. El ángulo frente al Sol, no obstante, varía geográfica (véase el Apartado 3.1) y temporalmente en cada lugar (en el transcurso del día y de forma estacional), dando como resultado que los diferentes ángulos foliares presenten mayor eficiencia en la interceptación de la luz en distintos lugares y épocas. Por ejemplo, en los ambientes de latitud alta, en donde los ángulos solares son reducidos (véase la Figura 3.5), las bóvedas que presentan hojas que se despliegan en ángulo son más eficientes para absorber la luz. Asimismo, las hojas que se disponen en ángulo, en lugar de estar perpendiculares al Sol, son frecuentes en los ambientes tropicales áridos, en los cuales las hojas anguladas sirven para reducir la interceptación de la luz durante el mediodía, cuando las temperaturas y la demanda de agua se encuentran en su punto más alto.

Si bien la luz decrece a medida que se desciende por la bóveda vegetal, parte de la luz solar directa penetra por los claros de las copas y alcanza el suelo como rayos solares, lo que explica entre el 70 y 80 por ciento de la energía solar que alcanza el suelo en los ambientes forestales (Figura 5.5).

En varios ambientes los cambios estacionales influyen de forma importante en la superficie foliar. Por ejemplo, en las regiones templadas del mundo, muchas especies de árboles de bosque son caducifolias, es decir, mudan de hojas durante los meses invernales. En estos casos, la cantidad de luz que penetra la bóveda de un bosque varía según la estación (Figura 5.6). A comienzos de la primavera en las regiones templadas, cuando las hojas empiezan a expandirse, entre el 20 y 50 por ciento de la luz llega al suelo del bosque. En otras regiones caracterizadas por tener estaciones húmedas y secas separadas (véase el Capítulo 3), se observa un patrón similar de mayor disponibilidad de luz en el nivel del suelo durante la estación seca.

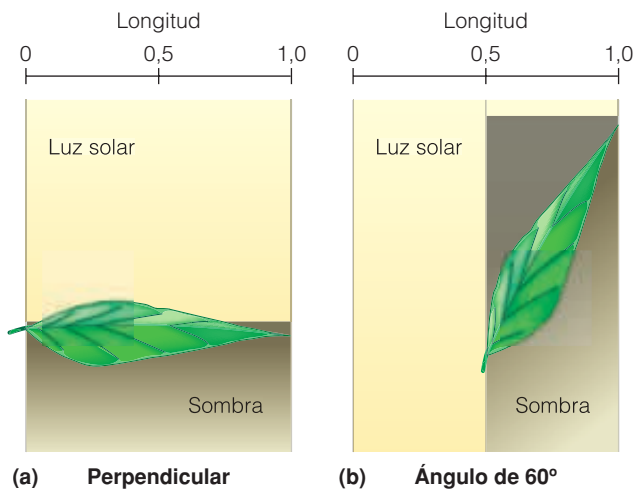


Figura 5.4 | La influencia de la orientación foliar (ángulo) en la interceptación de la luz. Si una hoja perpendicular a la fuente de luz **(a)** intercepta 1,0 unidad de energía lumínica, esa misma hoja a un ángulo de 60° en relación con la fuente de luz sólo interceptará 0,5 unidades. **(b)** La disminución en la energía lumínica interceptada se produce como resultado de la hoja angulada que proyecta una menor superficie respecto de la fuente de luz.

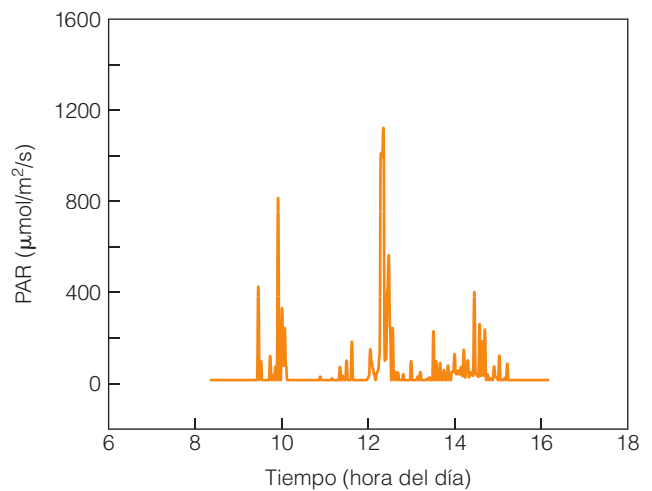


Figura 5.5 | Modificaciones en la disponibilidad de luz (radiación fotosintéticamente activa o PAR) en el nivel del suelo de un bosque de secuoyas rojas en el Norte de California a lo largo de un día. Los pinchos surgen como resultado de los rayos solares en un ambiente que, de otro modo, presentaría una reducida iluminación (promedio de PAR de 30 $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$). La duración media de los rayos solares en este día fue de 2 segundos. (Adaptado de Pfitsch y Pearcy 1989.)

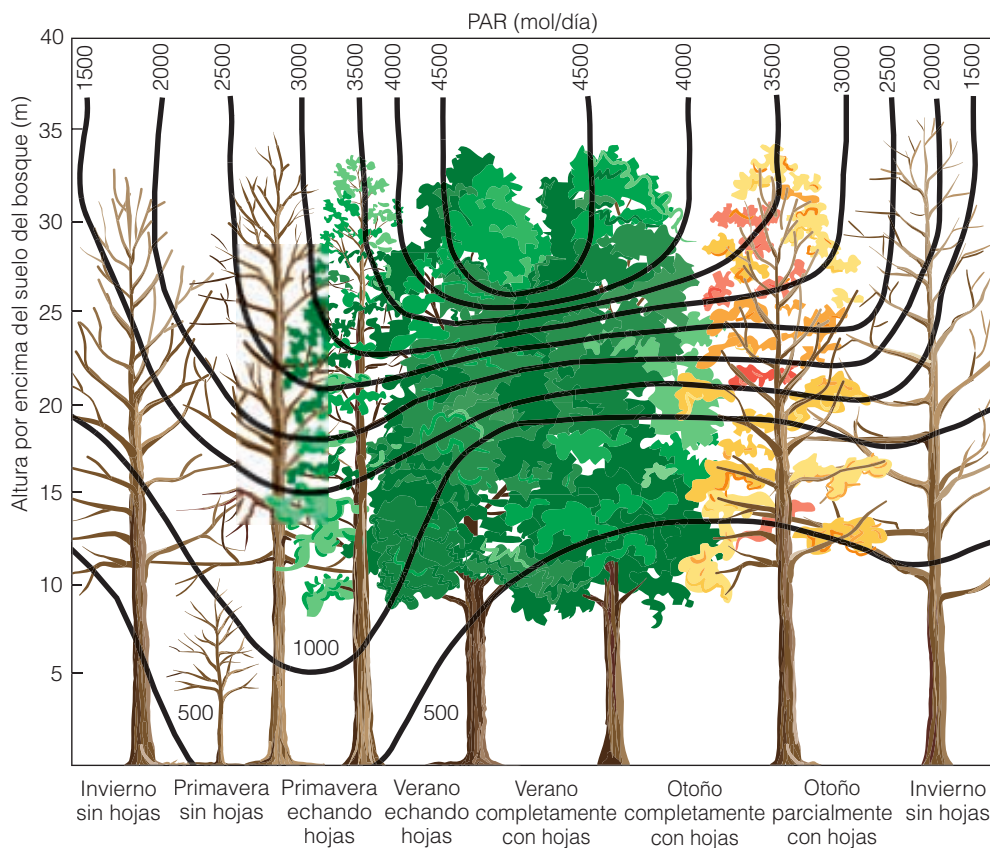
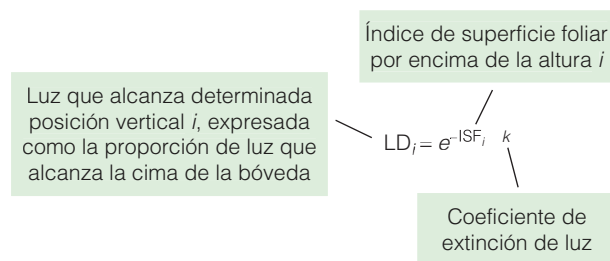


Figura 5.6 | Niveles de radiación fotosintéticamente activa (PAR) en un bosque de tulíperos de Virginia (*Liriodendron tulipifera*) en un año. Las líneas (isópletas) definen el gradiente de PAR. La intensidad de radiación solar más elevada se produce en verano, aunque la bóveda intercepta la mayor parte de la PAR, por lo que poca alcanza el suelo del bosque. Los valores de la PAR más elevados alcanzan el suelo del bosque en primavera, cuando los árboles aún no tienen hojas. El bosque recibe la PAR más reducida durante el invierno, dado que la elevación solar disminuye y los días son más cortos. En consecuencia, la cantidad de PAR que alcanza el suelo del bosque apenas supera la de mediados de verano. (Adaptado de Hutchinson y Matt 1977.)

Cuantificando la ecología 5.1 | Ley de Beer y atenuación de la luz



Como resultado de la absorción y reflejo de la luz por las hojas, existe un gradiente vertical de disponibilidad de luz desde la parte superior de una bóveda vegetal al suelo. Cuanto más extensa es la superficie foliar, menor cantidad de luz penetrará la bóveda y llegará al suelo. La reducción o atenuación vertical de la luz en determinado grupo de plantas puede calcularse mediante la ley de Beer, que describe la atenuación de luz a través de un medio homogéneo. El medio en este caso es la bóveda de hojas. La ley de Beer puede aplicarse al problema de la atenuación de luz en una bóveda de plantas mediante la siguiente relación:



El subíndice i hace referencia a la altura vertical de la bóveda. Por ejemplo, si i se expresara en unidades de metros, un valor de $i = 5$ indicaría una altura de 5 m por encima del suelo. El valor e es el logaritmo neperiano (2,718). El coeficiente de extinción de luz, k , representa la cantidad de luz atenuada por unidad de índice de superficie foliar (ISF) y constituye una medida del grado en que las hojas absorben y reflejan la luz. Este coeficiente variará en función del ángulo foliar (véase la Figura 5.5) y las propiedades ópticas de las hojas. Si bien el valor de LD_i se expresa como una proporción de la luz que alcanza la cima de la bóveda, al multiplicar este valor por la cantidad real de luz (o radiación fotosintéticamente activa) que alcanza la cima de la bóveda (unidades de $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$), se puede calcular la cantidad de luz a cualquier altura.

Para el ejemplo presentado en la Figura 5.3 ó 5.6, es posible marcar una curva que describa la luz disponible a

determinada altura de la bóveda. En la Figura 1, el coeficiente de extinción de luz presenta un valor de $k = 0,6$, un valor medio para los bosques templados caducifolios. Se marcan las diferentes posiciones verticales de la cima de la bóveda al suelo en la curva. Al conocer la cantidad de hojas (ISF) por encima de determinada posición en la bóveda (i), es posible usar la ecuación para calcular la cantidad de luz en ella.

La disponibilidad de luz en cualquier punto de la bóveda influye de forma directa en los niveles de fotosíntesis (véase la Figura 6.2). La intensidad de luz y las tasas de fotosíntesis en cada una de las alturas de la bóveda se muestran en las curvas de las Figuras 1 y 2. La intensidad de luz se expresa como una proporción de los valores para las hojas con exposición plena en la parte superior de la bóveda ($1500 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$). A medida que uno se desplaza de la parte superior de la bóveda hacia abajo, la cantidad de luz que alcanza las hojas y la correspondiente tasa de fotosíntesis disminuyen.

La ley de Beer también puede emplearse para describir la atenuación vertical de luz en los ambientes acuáticos,

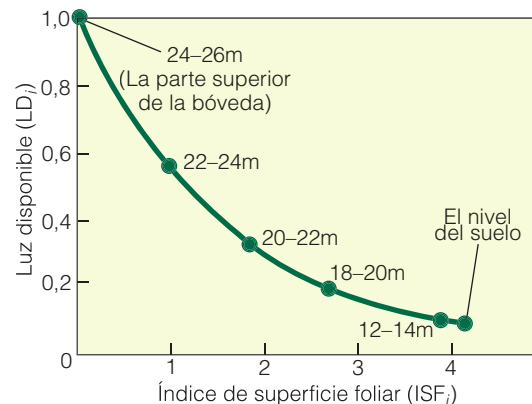


Figura 1 | Relación entre el índice de superficie foliar a diversas alturas de la bóveda (ISF) y los valores correspondientes de luz disponible (LD_i), expresados como una proporción de la PAR en la parte superior de la bóveda.

5.3 | El suelo es el cimiento del que depende la vida terrestre

El suelo es el medio para el crecimiento de las plantas, el factor principal que controla el destino del agua en los ambien-

tes terrestres, el sistema de reciclaje de la naturaleza, en el que los residuos vegetales y animales se descomponen y se transforman en sus elementos básicos (véase el Capítulo 21), y es el hábitat de una diversa vida animal, desde pequeños mamíferos a las innumerables formas de vida microbiana.

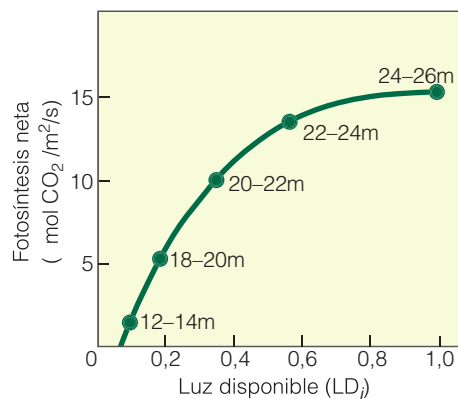
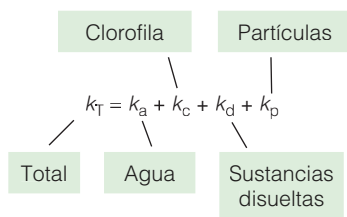


Figura 2 | Relación entre la luz disponible (PAR) y la tasa de fotosíntesis neta a diversas alturas de la bóveda. La luz disponible se expresa como la proporción de la PAR en la parte superior de la bóveda (si se supone que es de $1500 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$).

aunque la aplicación del coeficiente de extinción de luz (k) es más compleja. La disminución de la luz en función de la profundidad del agua se compone de diversos factores: (1) la atenuación por el agua misma (véase el Apartado 4.3, Figura 4.6); (2) la atenuación por el fitoplancton (plantas microscópicas suspendidas en el agua), habitualmente expresada como la concentración de clorofila (el pigmento de absorción de luz de las plantas) por volumen de agua (véase el Apartado 6.1); (3) la atenuación por sustancias disueltas y (4) la atenuación por partículas suspendidas. Cada uno de estos factores cuenta con un coeficiente de extinción de luz propio, y el coeficiente total de extinción de luz (k_T) es la suma de cada uno de los anteriores:



Si bien nos es familiar, el suelo resulta difícil de definir. Una de las definiciones afirma que es un producto natural formado y sintetizado por la meteorización de rocas y la acción de los organismos vivos. Otra defiende que se trata del conjunto de masas de tierra naturales, compues-

en el que k_T es el coeficiente total, k_a es el del agua, k_c es el de la clorofila, k_d es el de las sustancias disueltas y k_p es el de las partículas.

Mientras que el coeficiente de extinción de luz para una superficie foliar expresa la atenuación de luz por unidad de índice de superficie foliar, estos valores de k indican la atenuación de luz por unidad de profundidad de la columna de agua (como centímetro, metro, pulgada o pie). La ley de Beer, entonces, puede utilizarse para calcular la cantidad de luz que alcanza determinada profundidad (z) mediante la siguiente ecuación:

$$LD_z = e^{-k_T z}$$

Si el ecosistema presentara vegetación sumergida, como sargazos, algas u otras plantas que crecen en los sedimentos del fondo, la ecuación indicada anteriormente puede emplearse para calcular la luz disponible en la parte superior de la bóveda. Es posible aplicar (o combinar) luego la ecuación que describe la atenuación de luz en función del ISF para calcular la atenuación progresiva desde la parte superior de la bóveda vegetal a la superficie del sedimento. ●

1. Si suponemos que el valor de k empleado para calcular el perfil vertical de luz en la Figura 1 ($k = 0,6$) pertenece al de una bóveda vegetal en la que las hojas se despliegan de forma horizontal (paralelas al suelo del bosque), ¿de qué manera se modificaría el valor de k (en aumento o disminución) en un bosque en donde las hojas estuvieran orientadas a un ángulo de 60 grados (véase el ejemplo de la Figura 5.4)?
2. En los ecosistemas de aguas poco profundas, las tormentas y los fuertes vientos hacen que los sedimentos del fondo (partículas) queden suspendidos en el agua por determinado tiempo antes de depositarse nuevamente en el fondo. ¿Cómo alteraría esto el valor de k_T y la atenuación de luz en el perfil del agua?

tos de minerales y materia orgánica, que son capaces de mantener el crecimiento vegetal. De hecho, un ilustre edafólogo, Hans Jenny, un pionero de la edafología moderna, se niega a dar una definición precisa del suelo. En el libro *The Soil Resource*, afirma:

Según el concepto popular, el suelo es el estrato que se encuentra debajo de la vegetación y por encima de la roca sólida, aunque rápidamente surgen en la mente diversos interrogantes. Muchos suelos están totalmente desprovistos de plantas, sea de forma temporal o permanente, o se ubican en el fondo de un estanque, donde crecen las espadañas. Si bien puede ser poco o muy profundo, ¿qué profundidad puede alcanzar? Hay suelos rocosos, pero los estudios (del suelo) excluyen las rocas de mayor tamaño. La mayoría de los análisis se relacionan con la tierra fina únicamente. Algunos afirman que la tierra de un florero no constituye un tipo de suelo, sino sólo material de suelo. Si bien es incómodo no poder ponerse de acuerdo sobre una definición del suelo, en este sentido los edafólogos no son los únicos, dado que tampoco los biólogos llegan a una definición de la vida, ni los filósofos sobre la filosofía.

Sobre un hecho sí podemos estar seguros: el suelo no sólo es un ambiente abiótico para las plantas, sino que también se encuentra repleto de vida: miles de millones de animales diminutos y no tan diminutos, bacterias y hongos. La interacción entre lo biótico y lo abiótico convierte el suelo en un sistema vivo.

Los edafólogos lo reconocen como una unidad o cuerpo tridimensional que posee longitud, ancho y profundidad. En la mayoría de los lugares sobre la faz de la Tierra, las rocas expuestas se han derrumbado y desmenuzado para producir una capa de detritos no consolidados que cubre las rocas duras y aún sin erosionar. Esta capa no consolidada se denomina **regolito** y varía en profundidad, de virtualmente inexistente a decenas de metros. Es esta superficie de contacto entre las rocas y el aire, el agua y los organismos vivos que caracterizan el ambiente superficial lo que forma el suelo.

5.4 | La formación de suelos comienza con la meteorización

La formación de suelos comienza con la meteorización de las rocas y los minerales. La meteorización incluye tanto la destrucción mecánica de los materiales rocosos a partículas más pequeñas como su modificación química. La **meteorización mecánica** se produce mediante la interacción de varias fuerzas. Expuestas a la acción combinada del agua, el viento y la temperatura, la superficie de las rocas se desmenuza. El agua entra en las grietas, se congela, se expande y rompe la roca en pedazos más pequeños. Las partículas transportadas por el viento, como polvo y arena, desgastan la superficie de la roca. Las raíces crecientes de los árboles también resquebrajan las rocas.

Sin modificar su composición de forma apreciable, la meteorización física rompe las rocas y minerales en par-

tículas más pequeñas. Al mismo tiempo, estas partículas sufren una transformación química y se descomponen mediante el proceso de **meteorización química**. La presencia del agua, el oxígeno y los ácidos que se producen como resultado de las actividades de los organismos del suelo y la adición permanente de materia orgánica (tejidos muertos de plantas y animales) fomentan el proceso de meteorización química. El agua de lluvia que cae y se filtra en la materia orgánica y el suelo mineral origina una cadena de reacciones químicas que transforman la composición de las rocas y minerales originales.

5.5 | En la formación de suelos participan cinco factores interrelacionados

Cinco factores independientes resultan importantes para la formación de suelos: la roca madre, el clima, los factores bióticos, la topografía y el tiempo.

El material materno o roca madre constituye el material del cual se desarrolla el suelo. Pueden originarse del lecho de roca subyacente, de los depósitos glaciales (morenas), de la arena y limo transportados por el viento (eólicos), de los sedimentos portados por aguas corrientes (fluviales), incluyendo el agua de las tierras inundadas por las crecidas, o del material que se desliza por una pendiente por efecto de la gravedad. El carácter físico y la composición química de la roca madre juegan un importante rol en la determinación de las propiedades del suelo, particularmente durante las primeras etapas de desarrollo.

Los factores bióticos —plantas, animales, bacterias y hongos— contribuyen a la formación de suelos. Las raíces de plantas sirven no sólo para deshacer la roca madre, fomentando así el proceso de meteorización, sino también para estabilizar la superficie del suelo, reduciendo de este modo la erosión. Las raíces bombean los nutrientes desde las profundidades del suelo y los añaden a la superficie. Al llevar a cabo dicha acción, las plantas logran reabsorber los minerales que se hundieron en las profundidades del suelo a causa de los procesos de meteorización. A través de la fotosíntesis, las plantas capturan la energía solar y agregan una parte de esta energía al suelo en forma de carbono orgánico. En la superficie del suelo hay microorganismos que descomponen los restos de plantas y animales muertos y, finalmente, los convierten en materia orgánica que se incorpora al suelo (véase el Capítulo 21).

El clima influye en el desarrollo de suelos directa e indirectamente. La temperatura, las precipitaciones y los vientos influyen de forma directa en las reacciones físicas y químicas que se encargan de la descomposición de la roca madre y la posterior **lixiviación** (movimiento de solutos en el suelo) y movimiento de los materiales meteorizados. El agua es fundamental para el proceso de meteorización quí-

mica: a mayor profundidad de filtración del agua, más profundos son la meteorización y el desarrollo de los suelos. La temperatura controla la velocidad de las reacciones bioquímicas, alterando el equilibrio entre la acumulación y la descomposición de materiales orgánicos. Como resultado, bajo condiciones de temperaturas cálidas y con abundante agua, los procesos de meteorización, lixiviación y crecimiento vegetal (entrada de materia orgánica) se maximizarán. Por el contrario, en condiciones frías y secas, la influencia de estos procesos será notablemente más moderada. El clima influye directamente en la vida vegetal y animal de una región, siendo ambas importantes para el desarrollo de los suelos.

La topografía, el contorno del terreno, puede afectar la manera en que el clima influye en el proceso de meteorización. Se escapa más agua y entra menos en el suelo en las pendientes empinadas que en los terrenos planos, mientras que el agua que se drena de las pendientes entra en el suelo de las tierras bajas y llanas. Asimismo, las pendientes empinadas se encuentran sujetas a la erosión y el deslizamiento del suelo: el movimiento descendente que el material del suelo realiza por la pendiente, que finalmente se acumula en la parte inferior de la pendiente y las tierras bajas.

El tiempo es un elemento crucial en la formación de suelos. Todos los factores mencionados anteriormente se afirman con el tiempo. La meteorización del material rocoso, la acumulación, descomposición y mineralización del material orgánico, la pérdida de minerales en la superficie externa y el movimiento descendente de los materiales por el suelo necesitan un tiempo considerable. La formación de suelos plenamente desarrollados puede requerir entre 2.000 y 20.000 años.

5.6 | El suelo presenta determinadas características físicas únicas

Los suelos se caracterizan por presentar diferentes propiedades físicas y químicas. Las primeras incluyen el color, la textura, la estructura, la humedad y la profundidad. Todas ellas son altamente variables entre un suelo y otro.

El color es una de las características más fáciles de definir y de las más útiles. Tiene poca influencia directa en la función del suelo, pero puede utilizarse para relacionar propiedades químicas y físicas. La materia orgánica (sobre todo, el humus) hace que el suelo adquiera un color oscuro o negro. Otros colores indican la composición química de las rocas y minerales que forman el suelo. Los óxidos de hierro otorgan al suelo un color entre ocre amarillento y rojo, mientras que los óxidos de manganeso le dan un color violáceo a negro. El cuarzo, el caolín, el yeso y los carbonatos de calcio y magnesio hacen que el suelo se vuelva blanquizco y grisáceo. Las manchas de diversos colores de ocre

amarillento y gris indican que el suelo carece de un drenaje adecuado o está saturado de agua. Los suelos se clasifican por colores mediante gráficos de colores estándares.

La textura del suelo es la proporción de partículas de suelo de diferentes tamaños. La textura en parte se hereda de la roca madre y en parte se produce como resultado del proceso de formación de suelos. De acuerdo con el tamaño, las partículas se clasifican en gravilla, arena, limo y arcilla. La gravilla consiste en partículas mayores a 2,0 mm y no forma parte de la fracción fina del suelo. Por lo tanto, los suelos se clasifican según la textura cuando se define la proporción de arena, limo y arcilla.

La arena varía entre 0,05 y 2,0 mm, es fácil de visualizar y da una sensación granulosa. El limo consiste en partículas de entre 0,002 a 0,05 mm de diámetro, que apenas se pueden observar a simple vista, y tienen el mismo tacto y aspecto que la harina. Las partículas de arcilla tienen un tamaño inferior a 0,002 mm y son demasiado pequeñas para visualizarse con un microscopio común. La arcilla controla las propiedades más importantes de los suelos, incluyendo la capacidad de retención de agua (véase el Apartado 5.8) y el intercambio iónico entre las partículas y la solución del suelo (véase el Apartado 5.9). La textura del suelo es el porcentaje (por peso) de arena, limo y arcilla. Según la proporción de estos componentes, los suelos se dividen en clases de textura (Figura 5.7).

La textura del suelo afecta al espacio poroso del suelo, que juega un importante papel en el movimiento del aire y agua en el mismo y la penetración de las raíces. En un sue-

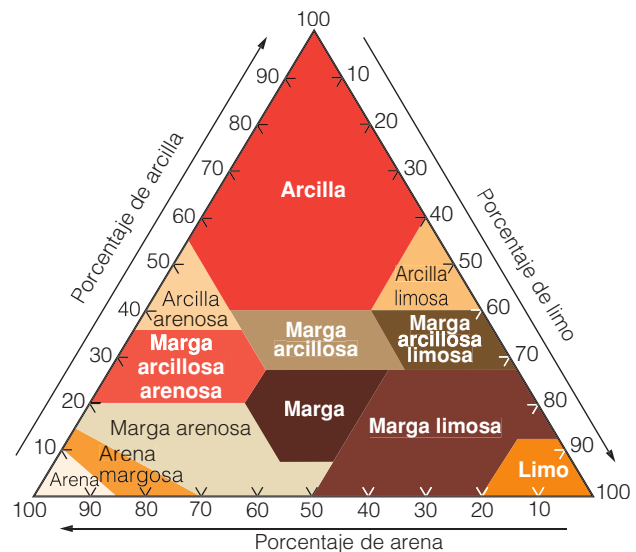


Figura 5.7 | Un esquema de texturas del suelo, en el que se indican los porcentajes de arcilla (inferior a 0,002 mm), limo (entre 0,002 y 0,05 mm) y arena (entre 0,05 y 2,0 mm) en las clases de textura del suelo básicas. Por ejemplo, un suelo con 60 por ciento de arena, 30 por ciento de limo y 10 por ciento de arcilla se clasificaría como marga arenosa.

lo ideal las partículas forman el 50 por ciento del volumen total del suelo, mientras que el otro 50 por ciento está formado por el espacio poroso, que incluye los espacios dentro y entre las partículas de suelo, así como viejos canales formados por raíces y madrigueras de animales. Los suelos de textura gruesa poseen espacios porosos más grandes que favorecen una rápida infiltración y drenaje del agua. En cierto sentido, cuanto más fina la textura, más pequeños son los poros y mayor es la disponibilidad de una superficie activa para la adhesión de agua y la actividad química. Los suelos de texturas muy finas o pesadas, como la arcilla, se compactan con facilidad si se aran, se revuelven o se pisan. No se airean fácilmente y son penetrados por las raíces con dificultad.

La profundidad del suelo varía en los diferentes paisajes, de acuerdo con la pendiente, la meteorización, la roca madre y la vegetación. En las praderas, la mayor parte de la materia orgánica que se agrega al suelo proviene de los profundos y fibrosos sistemas de raíces de la hierba. Por el contrario, las hojas que caen al suelo del bosque constituyen la fuente principal de materia orgánica para los bosques. Como resultado, los suelos desarrollados en praderas nativas tienden a presentar una profundidad de varios metros, mientras que los de los bosques son poco profundos. En las tierras planas a pie de una pendiente y en los terrenos llanos aluviales, el suelo tiende a ser profundo, mientras que el de las cimas, crestas y pendientes empina-

das suele ser poco profundo, con el lecho de la roca cerca de la superficie.

5.7 | El suelo presenta capas horizontales u horizontes

Inicialmente el suelo se desarrolla a partir de rocas madre indistintas. Con el transcurso del tiempo, se producen modificaciones de la superficie hacia abajo mediante la acumulación de materia orgánica cerca de la superficie y el movimiento descendente de material. Estos cambios conducen a la formación de capas horizontales que presentan diferentes características físicas, químicas y biológicas. En conjunto, la secuencia de capas horizontales forma el perfil del suelo. Este patrón de división en capas horizontales, u **horizontes**, es fácil de visualizar en los lugares en donde se han hecho cortes recientes, al lado de un camino o durante la excavación para una construcción.

La representación más sencilla y general de un perfil del suelo consiste en cuatro horizontes: O, A, B y C (Figura 5.8). La capa superficial es el horizonte O o capa orgánica. En éste predomina la materia orgánica, formada por hojas, agujas, ramas, musgos y líquenes. A su vez, suele subdividirse en una capa superficial compuesta de hojas y ramas sin descomponer (Oi), una capa intermedia compuesta de tejidos vegetales parcialmente descompuestos (Oe) y una capa

Capa orgánica: predomina la materia orgánica, que consiste en materiales vegetales sin descomponer o parcialmente descompuestos, como hojas muertas,

Capa superior del suelo: en gran parte suelo mineral desarrollado a partir de la roca madre; la materia orgánica lixiviada de arriba otorga el color oscuro característico de este horizonte.

Subsuelo: la acumulación de partículas minerales, como arcilla y sales lixiviadas de la capa superior del suelo; se diferencia según el color, la estructura y el tipo de material acumulado de la lixiviación.

Material no consolidado proveniente de la roca madre original a partir de la cual se desarrolló el suelo.

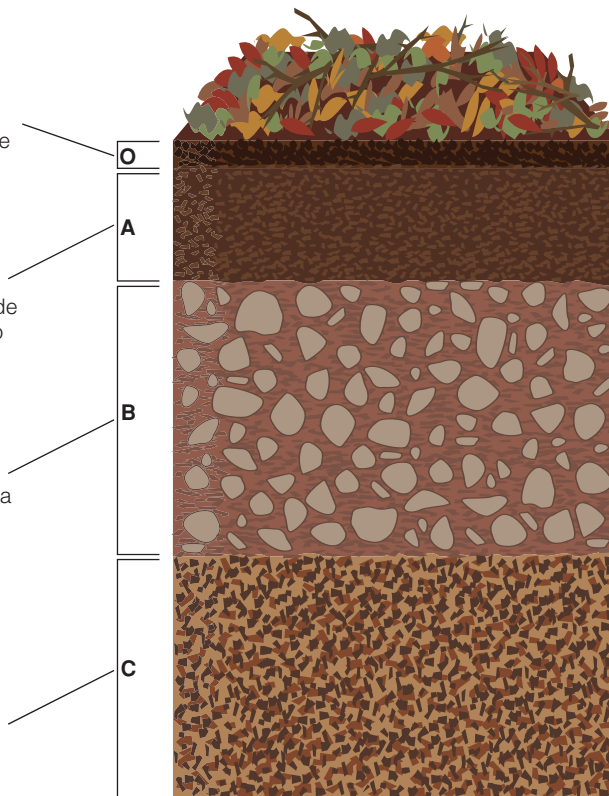


Figura 5.8 | Un perfil de suelo generalizado. Con el transcurso del tiempo, las modificaciones se producen de la superficie hacia abajo mediante la acumulación de materia orgánica cerca de la superficie y el movimiento descendente del material. Estos cambios conducen a la formación de capas horizontales u horizontes.

inferior que consiste en materia orgánica homogénea de color pardo oscuro o negro, es decir, la capa de humus (Oa). Este patrón de división en capas puede visualizarse con facilidad si se quita con cuidado la materia orgánica superficial en el suelo de un bosque. En las regiones templadas, alcanza el mayor grosor durante el otoño, cuando se acumulan nuevas hojarascas en la superficie, mientras que en el verano es más delgada, una vez que finaliza la descomposición.

Debajo de la capa orgánica se encuentra el horizonte A, denominado con frecuencia la capa superior del suelo. Se trata de la primera de las capas que se componen en gran parte de suelo mineral que proviene de la roca madre. En este horizonte, la materia orgánica (humus) lixiviada desde arriba se acumula en el suelo mineral. La acumulación de materia orgánica habitualmente hace que este horizonte sea más oscuro, lo que lo diferencia de las capas de suelo inferiores. El descenso de agua por esta capa también ocasiona el transporte de minerales y partículas de suelo más finas, como la arcilla, a las partes inferiores del perfil, dando como resultado el surgimiento de un horizonte E, una zona o capa de máxima eluviación (del latín *ex*, hacia fuera, y *lavere*, lavar) de minerales y partículas de suelo más finas a la parte inferior del perfil. Estos horizontes E son bastante frecuentes en los suelos que se desarrollan debajo de bosques, aunque, debido a su menor precipitación, rara vez aparecen en suelos desarrollados debajo de las praderas.

Debajo del horizonte A (o E) se encuentra el horizonte B, también denominado el subsuelo. Dado que contiene una menor cantidad de materia orgánica que el horizonte A, presenta acumulaciones de partículas minerales como la arcilla y las sales debido a la lixiviación de la capa superior del suelo. Este proceso se denomina iluviación (del Latín *il*, hacia adentro, y *lavere*, lavar). El horizonte B en general cuenta con una estructura más densa que el horizonte A, lo que hace difícil que las plantas puedan extender sus raíces. Los horizontes B se diferencian según el color, la estructura y el tipo de material que se ha acumulado como resultado de la lixiviación de los horizontes anteriores.

El horizonte C es el material no consolidado que yace debajo del subsuelo y por lo general está compuesto del material original a partir del que se desarrolla el suelo. Debido a que se ubica debajo de las zonas de mayor actividad biológica y meteorización y aún no ha sufrido suficientes alteraciones de los procesos de formación de suelos, habitualmente conserva la mayor parte de las características de la roca materna a partir de la cual se originó. Debajo del horizonte C yace el lecho de roca.

5.8 | La capacidad de retención de humedad es una característica esencial del suelo

Si se cava la capa superficial de un suelo tras una fuerte lluvia, es posible observar una abrupta transición del suelo

superficial húmedo al suelo seco de debajo. A medida que la lluvia cae sobre la superficie, entra en el suelo mediante la infiltración. El agua se transporta por efecto de la gravedad a los espacios porosos abiertos en el suelo y el tamaño de las partículas de suelo y la correspondiente distribución determinan la cantidad de agua que puede entrar. Una distribución amplia de los poros en la superficie del suelo incrementa la velocidad de infiltración de agua, de modo que los suelos gruesos presentan una velocidad de infiltración más elevada que los finos.

Si la cantidad de agua excede la capacidad de retención del espacio poroso, es posible afirmar que el suelo está **saturado** y el agua excedente se drena libremente por el mismo. Si el agua llena todos los espacios porosos y se retiene allí mediante fuerzas capilares internas, el suelo está en **capacidad de campo**, que se expresa habitualmente como el porcentaje del peso o volumen del suelo ocupado por agua al saturarse comparado con el peso del suelo que se seca en un horno a temperatura estándar. La cantidad de agua que retiene un suelo en capacidad de campo varía según la textura del suelo, es decir, la proporción de arena, limo y arcilla. Los suelos gruesos y arenosos presentan poros más grandes y el agua se drena con mayor rapidez. Los suelos arcillosos cuentan con poros pequeños y retienen más agua. El agua retenida en las partículas de suelo mediante fuerzas capilares se denomina **agua capilar**.

A medida que las plantas y la evaporación de la superficie del suelo extraen el agua capilar, la cantidad de agua en el suelo disminuye. Cuando el nivel de humedad se reduce a un punto en el que las plantas ya no pueden extraer agua, el suelo alcanza el **punto de marchitamiento**. La cantidad de agua que retiene el suelo entre la capacidad de campo y el punto de marchitamiento (o diferencia entre CC y PM) se denomina **capacidad de agua disponible (CAD)** (Figura 5.9). La CAD proporciona una estimación del agua disponible para que absorban las plantas. Por debajo del punto de marchitamiento el agua aún permanece en el suelo, llenando hasta el 25 por ciento de los espacios porosos, pero las partículas de suelo la retienen con fuerza, lo que dificulta su extracción.

Tanto la capacidad de campo como el punto de marchitamiento de un suelo se ven fuertemente afectados por la textura del suelo. El tamaño de las partículas de suelo influye de forma directa en el espacio poroso y la superficie a la cual se adhiere el agua. La arena presenta un volumen de espacios porosos de entre el 30 y el 40 por ciento, mientras que las arcillas y las margas (véase el esquema de texturas de suelo de la Figura 5.7) se encuentran en un rango del 40 al 60 por ciento. En consecuencia, los suelos de textura fina cuentan con una mayor capacidad de campo que los suelos arenosos, aunque una mayor superficie también aumenta el valor del punto de marchitamiento (véase la Figura 5.9). Por el contrario, los suelos de textura gruesa (arenas) tienen una baja capacidad de campo y un reducido

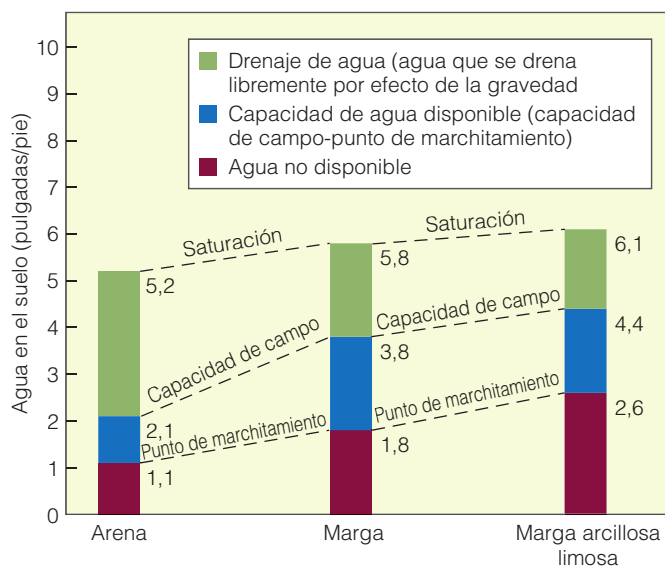


Figura 5.9 | El contenido de agua de tres suelos diferentes en el punto de marchitamiento (PM), la capacidad de campo (CC) y la saturación. Los tres suelos difieren en textura, de arena de textura gruesa a marga arcillosa de textura fina (véase el esquema de texturas del suelo de la Figura 5.7). La capacidad de agua disponible (CAD) se define como la diferencia entre la CC y el PM. Cabe destacar que tanto la CC como el PM aumentan de los suelos de textura gruesa a los de textura fina y que la CAD más elevada se alcanza en los suelos de textura intermedia.

punto de marchitamiento. Así, la CAD alcanza el valor más elevado en los suelos intermedios de marga arcillosa.

La posición topográfica de un suelo influye en el movimiento del agua tanto en la superficie del suelo como dentro del mismo. El agua tiende a drenarse por la pendiente, lo que hace que los suelos con mayores pendientes y de las cimas de las cordilleras sean relativamente más secos. Así, se crea un gradiente de las cimas a los arroyos.

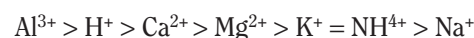
5.9 | La capacidad de intercambio iónico es importante para la fertilidad del suelo

Los elementos químicos presentes en el suelo se disuelven en el agua del suelo para formar una solución (véase el Apartado 4.5). Denominados nutrientes intercambiables, estos nutrientes químicos en solución son los de mayor disponibilidad para ser absorbidos y utilizados por plantas (véase el Capítulo 6). Se retienen en el suelo mediante la simple atracción de partículas con cargas opuestas y se encuentran en un permanente intercambio con la disolución del suelo.

Como se describió en el Capítulo 4, el **ión** es una partícula con carga. Los iones con carga positiva se denominan **cationes**, mientras que los de carga negativa son **aniones**. Se observan elementos y compuestos químicos en

la solución del suelo, tanto cationes, tales como el calcio (Ca^{2+}), el magnesio (Mg^{2+}) y el amonio (NH_4^+), como aniones, tales como el nitrato (NO_3^-) y el sulfato (SO_4^{2-}). La capacidad de estos iones de enlazarse con la superficie de las partículas de suelo depende del número de sitios con carga positiva o negativa que haya en el suelo. La cantidad total de sitios con carga en las partículas de suelo en determinado volumen de suelo se denomina la **capacidad de intercambio iónico**. En la mayoría de los suelos de las regiones templadas, el intercambio de cationes predomina sobre el de aniones debido a la mayor presencia de partículas de carga negativa en el suelo, conocidas como **coloides**. El número total de sitios con carga negativa, ubicados en el borde delantero de las partículas de arcilla y materia orgánica del suelo (partículas de humus) se denomina la **capacidad de intercambio catiónico (CIC)**. Las cargas negativas permiten que el suelo evite la lixiviación de los cationes de nutrientes de carga positiva. Debido a que en la mayoría de los suelos existe una cantidad significativamente menor de sitios de carga positiva que de carga negativa, los aniones tales como el nitrato (NO_3^-) y el fosfato (PO_3^{4-}) no se retienen en los sitios de intercambio de los suelos, sino que tienden a lixivarse con rapidez si las plantas no los absorben. La CIC es una medida básica de la calidad del suelo y aumenta cuando el contenido de arcilla y materia orgánica es más elevado.

Los cationes que ocupan partículas de carga negativa en el suelo se encuentran en un estado de equilibrio dinámico con los cationes similares de la solución del suelo (Figura 5.10). Éstos últimos permanentemente se reemplazan o se intercambian por cationes de las partículas de arcilla y humus. La abundancia relativa de los diferentes iones en los sitios de intercambio se regula en función de la concentración de la solución del suelo y la afinidad relativa de cada uno con los sitios. En general, cuanto más pequeño sea el tamaño físico del ión y cuanto mayor sea su carga positiva, con más fuerza se retendrá. La serie liotrópica ordena los principales cationes de acuerdo con la fuerza de unión a los sitios de intercambio catiónico en el suelo:



No obstante, una concentración más elevada de la solución del suelo puede alterar estas diferencias en afinidad.

Los iones de hidrógeno agregados por el agua de lluvia, los ácidos de materia orgánica y los ácidos metabólicos de raíces y microorganismos incrementan la concentración de iones de hidrógeno en la solución del suelo y desplaza a los demás cationes, como el Ca^{2+} , de los sitios de intercambio. A medida que una mayor cantidad de iones de hidrógeno reemplaza a los otros cationes, el suelo se vuelve cada vez más ácido (véase el Apartado 4.5). La acidez es una de las condiciones químicas del suelo más frecuentes. Habitualmente los suelos varían de pH 3 (extremadamente ácido) a pH 9 (fuertemente alcalino). Los suelos con pH por encima

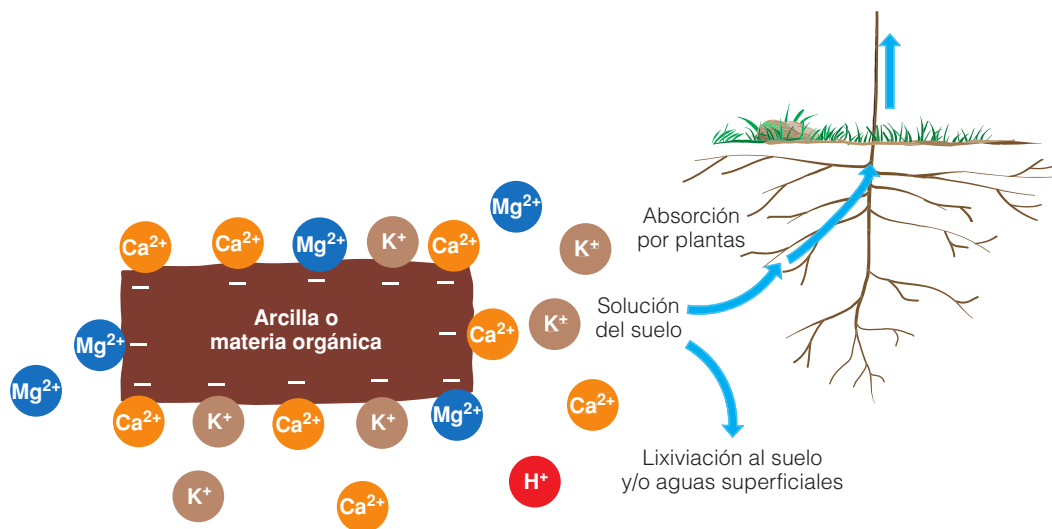


Figura 5.10 | El proceso de intercambio catiónico en los suelos. Los cationes que ocupan partículas de carga negativa en el suelo se encuentran en un estado de equilibrio dinámico con los cationes similares de la solución del suelo. Éstos últimos permanentemente se reemplazan o se intercambian por cationes de las partículas de arcilla y humus. Más aún, los cationes de la solución del suelo pueden ser absorbidos por plantas y lixiviados al suelo y a las aguas superficiales.

de 7 (neutro) se consideran básicos, mientras que los de pH 5,6 o menos son ácidos. A medida que aumenta la acidez del suelo, la proporción de iones Al^{3+} intercambiables se incrementa y la cantidad de Ca^{2+} , Na^+ y otros cationes disminuye. La alta concentración de aluminio (Al^{3+}) en la disolución del suelo puede producir toxicidad en las plantas. La toxicidad del aluminio daña en primer lugar el sistema de raíces y, en consecuencia, las raíces se vuelven más cortas, pequeñas y gruesas, lo que ocasiona una menor absorción de nutrientes.

5.10 | Los procesos básicos de formación de suelo producen diferentes suelos

Las amplias diferencias regionales en cuanto a la geología, el clima y la vegetación dan lugar a la formación de suelos con características distintas. El nivel de clasificación de suelos más general es el orden. Cada orden cuenta con características únicas, que se sintetizan en la Figura 5.11, y una distribución propia, detallada en la Figura 5.12. Si bien una enorme variedad de procesos participan en la formación de suelos (pedogénesis), los edafólogos reconocen cinco procesos de formación de suelos principales, que son la laterización, la calcificación, la salinización, la podsolización y la gleyzación.

La **laterización** es un proceso que ocurre con frecuencia en los suelos que se desarrollan en los ambientes húmedos de regiones tropicales y subtropicales. Las condiciones cálidas y lluviosas llevan a la rápida meteorización de rocas y minerales. Los movimientos de grandes cantidades de agua

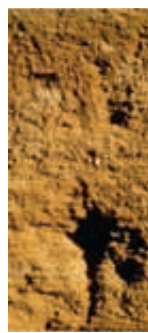
por el suelo ocasionan una importante lixiviación y la mayor parte de los compuestos y nutrientes que se producen mediante el proceso de meteorización se transportan fuera del perfil del suelo si las plantas no los absorben. Las dos excepciones a este proceso son los compuestos de hierro y aluminio. De hecho, los óxidos de hierro otorgan la coloración rojiza característica a los suelos tropicales (véase el perfil de los ultisoles en la Figura 5.12 como ejemplo de un suelo formado mediante el proceso de laterización). La fuerte lixiviación también hace que estos suelos se vuelvan ácidos debido a la pérdida de otros cationes (salvo H^+).

La **calcificación** se produce cuando la evaporación y absorción de agua por plantas exceden el nivel de precipitaciones. Como respuesta, se observa un movimiento ascendente de las sales alcalinas disueltas, típicamente del carbonato de calcio (CaCO_3), de las aguas subterráneas. Al mismo tiempo, la infiltración de agua de la superficie produce un movimiento descendente de las sales, dando como resultado la deposición y formación de estos depósitos en el horizonte B (subsuelo). En algunos casos, los depósitos forman una capa dura denominada caliche.

La **salinización** constituye un proceso que funciona de manera similar a la calcificación, aunque se produce en climas mucho más secos. Difiere de la calcificación en el sentido de que los depósitos de sal se desarrollan en la superficie o cerca de ella (Figura 5.13). Los suelos salinos son frecuentes en los desiertos, aunque también se producen en regiones costeras como resultado del rocío de mar. Asimismo, constituye un problema creciente en las zonas agrícolas en las que se utiliza la irrigación (véase Cuestiones de ecología: Utilización de la tierra y salinización del suelo).

**Entisoles**

Suelos inmaduros que carecen de desarrollo vertical de horizontes; se relacionan con los sedimentos recientemente depositados.

**Aridisoles**

Se desarrollan en ambientes muy secos; presentan reducidos niveles de materia orgánica y elevados niveles de contenido básico; proclives al proceso de salinización.

**Vertisoles**

Suelos arcillosos oscuros que muestran una importante expansión y contracción al humedecerse y secarse.

**Mollisoles**

Horizontes superficiales de color pardo oscuro o negro con una consistencia blanda; ricos en bases; suelos de regiones semihúmedas; proclives al proceso de calcificación.

**Inceptisoles**

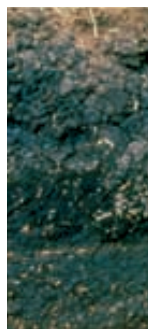
Suelos jóvenes que están más desarrollados que los entisoles; con frecuencia son poco profundos; desarrollo moderado de horizontes.

**Espodosoles**

Horizontes de color gris claro o blancuzco sobre un horizonte B negro o rojizo; alto contenido de hierro y aluminio extraíbles; formados mediante el proceso de podsolización.

**Alfisoles**

Poca penetración de humus; translocación de arcilla; horizontes bien desarrollados.

**Histosoles**

Alto contenido de materia orgánica; formados en zonas sin drenajes adecuados; suelos de turberas ácidas y estiércol.

**Ultisoles**

Intensamente lixiviados; fuerte translocación de arcilla; bajo contenido básico; climas cálidos y húmedos; formado mediante el proceso de laterización.

**Andisoles**

Desarrollado de roca madre volcánica; no presenta una alta meteorización; las capas superiores son de color oscuro; baja densidad aparente.

Figura 5.11 | Perfiles y descripción general de los 12 órdenes de suelo principales.



Oxisoles

Suelos altamente meteorizados con un perfil casi sin rasgos; rojos, amarillos o grises; ricos en kalolinitas, óxidos de hierro y, con frecuencia, humus; presentes en regiones tropicales y subtropicales.



Gelisoles

Presencia de permafrost o temperaturas de suelo de 0° C o inferiores en los primeros 2 metros de la superficie; formados mediante el proceso de gleyzación.

Figura 5.11 | Continuación.

La **podsolización** surge en los climas frescos y húmedos de las regiones de mediana latitud en donde predomina la vegetación de coníferas (es decir, bosques de pinos). La materia orgánica de las coníferas crea condiciones fuerte-

mente ácidas. La disolución ácida del suelo fomenta el proceso de lixiviación, lo que conduce a la eliminación de cationes y compuestos de hierro y aluminio del horizonte A (capa superior del suelo). Este proceso origina una capa

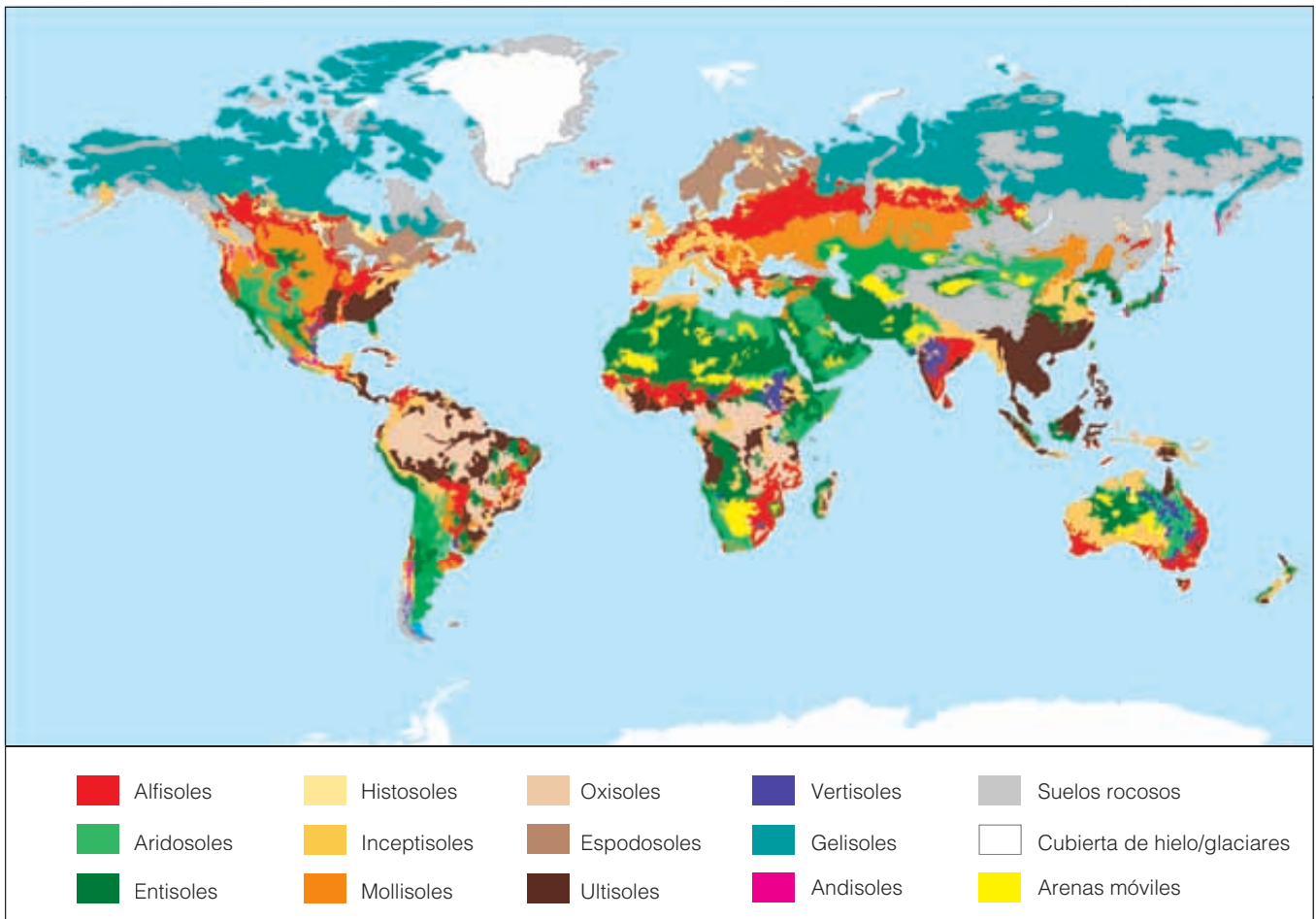


Figura 5.12 | La distribución mundial de los 12 órdenes de suelo principales mencionados en la Figura 5.11. (Adaptado de USGS, Soil Conservation Service). Vaya a www.ecologyplace.com para ver los gráficos de la degradación del suelo mundial.

Cuestiones de ecología | Utilización de la tierra y salinización del suelo



La salinización es un proceso natural que tiene lugar en zonas en las que la evaporación superficial y la absorción de agua por plantas exceden el nivel de precipitaciones, lo que origina un movimiento ascendente de sales disueltas de las aguas subterráneas a la superficie del suelo, degradando con frecuencia las condiciones del suelo para el desarrollo de plantas. Los hábitos agrícolas han aumentado la salinidad del suelo en diversas regiones del mundo al alterar el equilibrio natural del ciclo del agua.

Las aguas subterráneas empleadas para la irrigación contienen sales solubles como el sodio, calcio, magnesio, potasio, sulfato y cloruro disueltos de las rocas y minerales con los cuales está en contacto el agua. La evaporación y la transpiración (por plantas) del agua de irrigación finalmente hacen que se acumulen en los suelos cantidades excesivas de sales, salvo que existan una lixiviación y un drenaje adecuados. Este proceso se denomina salinización por irrigación.

En algunas regiones del este de Australia, se produce otro tipo de salinización en la que no participa la irrigación: la salinización de las tierras secas. La recarga de aguas subterráneas es la cantidad de agua que se agrega a las mismas. Si ésta es mayor que la descarga, que consiste en la cantidad de agua que se pierde de las aguas subterráneas, la tabla de agua (la superficie externa de la capa de aguas subterráneas) se eleva. Cuando se produce esto, el agua disuelve las sales retenidas en el perfil del suelo, lo que hace que la sal se vuelva cada vez más concentrada a medida que el nivel de agua se eleva. Si el agua salada no detiene su ascenso, finalmente llega a la superficie del suelo y a las capas inmediatamente debajo de ella. Luego el agua se evapora y queda la sal.

La salinización de las tierras secas no sólo se trata de un grave problema en Australia, sino que empeora cada día, lo que presenta una seria amenaza a largo plazo para la sostenibilidad de los recursos terrestres y acuáticos. Al preparar las tierras para la agricultura, se talan los árboles de los bosques de *Eucalyptus*, que tienen un papel fundamen-

tal en el mantenimiento del equilibrio de agua en estos suelos. Los cultivos introducidos

presentan características de uso

del agua diferentes a la vegetación nativa y permiten que una mayor cantidad de agua de lluvia llegue a las aguas subterráneas. Los científicos estiman que la cantidad de agua que se filtra más allá de la zona de raíces de los cultivos y pastizales es entre 10 y 100 veces superior a la filtrada de los árboles. Si se agrega más agua que la que cabe en el acuífero, el nivel de aguas subterráneas se elevará y traerá sales, dado que éstas en muchas zonas son salinas. Actualmente el 10 por ciento de las zonas agrícolas del oeste de Australia se considera afectado por la salinización, lo que reduce hasta un 50 por ciento la producción de cultivos de estas tierras. Si estos hábitos agrícolas persisten, se espera que el porcentaje de tierras afectadas aumente al año 2020.

La salinización del suelo, tanto por irrigación como la de las tierras secas, constituye un problema creciente y una amenaza para la producción agrícola mundial. En todo el mundo, se pierden entre 12 y 17 millones de acres de tierra cultivable al año por la degradación del suelo, de los cuales 5 millones se atribuyen directamente a la salinización. En los Estados Unidos únicamente, casi una cuarta parte de las tierras irrigadas presentan cierto grado de salinización, dando como resultado una significativa pérdida de cultivos. ●

1. ¿Cómo se diferencia el proceso de salinización que ocurre como resultado de la irrigación del proceso natural de salinización que se produce en las zonas áridas? (véase el Apartado 5.10 como ayuda.)
2. Una posible solución al problema de la salinización por irrigación es la desalinización (eliminación de sales) del agua que se utiliza para la irrigación, aunque esta técnica es extremadamente costosa. Indique soluciones alternativas.

inferior en el horizonte A que se compone de arena de color blanca a gris (véase el perfil de los espodosoles en la Figura 5.11 como ejemplo de un suelo formado mediante el proceso de podsolización).

La **gleyzación** se produce en regiones con altos niveles de precipitaciones o tierras bajas que carecen de un drenaje adecuado (inundadas). Las condiciones de humedad permanente ralentizan la descomposición de materia

orgánica por parte de los descomponedores (bacterias y hongos), lo que permite que la materia se acumule en las capas superiores del suelo. La materia orgánica acumulada libera ácidos orgánicos que reaccionan con el hierro del suelo, lo que otorga un color negro o gris azulado (véase el perfil de los gelsoles en la Figura 5.11 como ejemplo de un suelo formado mediante el proceso de gleyzación).

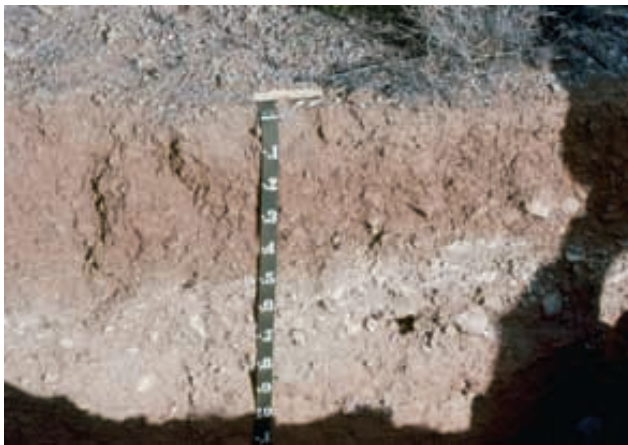


Figura 5.13 | La calcificación consiste en un proceso mediante el cual los carbonatos de calcio precipitan del agua que desciende por el suelo o del agua capilar que se eleva. Como resultado, se acumula el calcio en el horizonte B (la capa blanca del suelo que aparece en la fotografía).

Estos cinco procesos representan la integración de los factores climáticos y edáficos en la formación de suelos, que da origen a la diversidad geográfica de suelos que afec-

tan la distribución, abundancia y productividad de los ecosistemas terrestres, tema que se analizará en mayor detalle en los Capítulos 20, 21 y 23.

Resumen

La vida terrestre (5.1)

El mantenimiento del equilibrio hídrico entre los organismos y el ambiente que los rodea ha tenido una significativa influencia en la evolución de la vida en la tierra. La necesidad de permanecer erguidos contra la fuerza de gravedad en los ambientes terrestres lleva a una importante dedicación de recursos en materiales estructurales. Las variaciones en la temperatura y las precipitaciones ejercen, por un lado, un efecto a corto plazo en los procesos metabólicos y, por otro, un efecto a largo plazo en la evolución y distribución de las plantas y animales terrestres, dando lugar a un patrón único de ecosistemas terrestres en los gradientes geográficos de temperatura y precipitación.

Luz (5.2)

La luz que penetra una bóveda de vegetación se atenúa. La densidad y orientación de las hojas de una bóveda vegetal afectan a la cantidad de luz que alcanza el suelo. La densidad del follaje se expresa como el índice de superficie foliar (ISF), la superficie de hojas por unidad de superficie de suelo. La cantidad de luz que alcanza el suelo en la vegetación terrestre varía según la estación. En los bosques, sólo 1 a 5 por ciento de la luz incidente sobre la bóveda alcanza el suelo. Los rayos solares que llegan al suelo del bosque permiten que las plantas sobrevivan en condiciones de sombra.

Definición de suelo (5.3)

El suelo es un producto natural de los minerales y de la materia orgánica no consolidada en la superficie de la Tierra. Cons-

tituye el medio para el crecimiento de plantas, el factor principal que controla el destino del agua en los ambientes terrestres, el sistema de reciclaje de la naturaleza, en donde los residuos vegetales y animales se descomponen y se transforman en sus elementos básicos, y es el hábitat de diversas formas de vida animal.

Meteorización (5.4)

La formación de suelos comienza con la meteorización de las rocas y los minerales. En la meteorización mecánica, el agua, el viento, los cambios de temperatura y las plantas rompen las rocas. En el caso de la meteorización química, la actividad de los organismos del suelo, los ácidos que producen y el agua de lluvia descomponen los minerales primarios.

Formación de suelos (5.5)

El suelo surge de la interacción de cinco factores: la roca madre, el clima, los factores bióticos, la topografía y el tiempo. La roca madre proporciona el sustrato del cual se desarrolla el suelo. El clima determina el desarrollo de suelos mediante la temperatura, las precipitaciones y su influencia en la vegetación y la vida animal. Los factores bióticos —vegetación, animales, bacterias y hongos— añaden materia orgánica y la mezclan con el material mineral. La topografía influye en la cantidad de agua que penetra en el suelo y en la velocidad de erosión. El tiempo es necesario para el pleno desarrollo de los diferentes suelos.

Características diferentes (5.6)

Los suelos difieren en las propiedades físicas de color, textura y profundidad. Si bien el color ejerce poca influencia directa

en la función de un suelo, puede emplearse para relacionar propiedades químicas y físicas. La textura del suelo es la proporción de diferentes partículas de suelo, es decir, arena, limo y arcilla. La textura de un suelo se determina en gran parte por la roca madre, aunque también recibe la influencia del proceso de formación de suelos. La profundidad del suelo varía en los diferentes paisajes, dependiendo de la pendiente, la meteorización, la roca madre y la vegetación.

Horizontes del suelo (5.7)

Los suelos se desarrollan en capas denominadas horizontes. En general, se reconocen cuatro horizontes, aunque no todos aparecen en todos los suelos: la capa O u orgánica; el horizonte A o capa superior del suelo, que se caracteriza por la acumulación de materia orgánica; el horizonte B o subsuelo, en donde se acumulan los materiales minerales; y el horizonte C, el material no consolidado que yace debajo del subsuelo y que se extiende hasta el lecho de roca.

Capacidad de retención de humedad (5.8)

La cantidad de agua que puede retener un suelo es una de sus características principales. Cuando el agua llena todos los espacios porosos, el suelo se satura. Cuando un suelo alcanza la cantidad máxima de agua que es capaz de retener, se encuentra en capacidad de campo. El agua retenida entre las partículas de suelo mediante fuerzas capilares se denomina agua capilar. Cuando el nivel de humedad alcanza un punto en el que las plantas no logran extraer agua, el suelo alcanza el punto de marchitamiento. La cantidad de agua que se retiene entre la capacidad de campo y el punto de marchitamiento se denomina capacidad de agua disponible, que varía en función de la textura del suelo.

Intercambio iónico (5.9)

Las partículas de suelo, especialmente las partículas de arcilla y la materia orgánica, son importantes para la disponibilidad de nutrientes y la capacidad de intercambio catiónico del suelo, es decir, la cantidad de sitios con carga negativa en las partículas de suelo que pueden atraer iones de carga positiva. Los cationes que ocupan las partículas de carga negativa en el suelo se encuentran en un estado de equilibrio dinámico con cationes similares en la solución del suelo. El porcentaje de saturación básica es el porcentaje de sitios ocupados por iones que no sean hidrógeno.

Los procesos de formación de suelos producen diferentes suelos (5.10)

Las amplias diferencias regionales en la geología, el clima y la vegetación producen suelos con distintas características. El nivel de clasificación de suelos más general es el orden. Cada orden presenta características propias. Los edafólogos reconocen cinco procesos de formación de suelos que originan estas diferentes clases de suelos. Los procesos son laterización, podsolización, calcificación, salinización y gleyzación.

Preguntas de estudio

1. Enumere dos constricciones impuestas en los organismos en la transición de la vida acuática a ambientes terrestres.
2. Supongamos que dos bosques cuentan con la misma cantidad de hojas (índice de superficie foliar). Sin embargo, en uno de los bosques las hojas se orientan en sentido horizontal (paralelas al suelo del bosque), mientras que en el otro las hojas se ubican a un ángulo de 60 grados. ¿Cómo difiere la disponibilidad de luz en el suelo del bosque al mediodía en uno y otro? ¿En cuál las hojas que crecen al fondo de la bóveda (a menor altura en el árbol) reciben más luz a media mañana?
3. ¿Cuál es la forma habitual de la curva que describe la atenuación vertical de luz en la bóveda vegetal de acuerdo con la ley de Beer? ¿Por qué no se trata de una línea recta (lineal)?
4. ¿Qué cinco factores principales afectan la formación de suelos?
5. ¿Qué rol juega la meteorización en la formación de suelos? ¿Qué factores participan en el proceso de meteorización?
6. Utilice la Figura 5.9 para responder la pregunta: ¿qué suelo retiene más humedad en la capacidad de campo, la arcilla o la arena? ¿Qué suelo retiene más humedad en el punto de marchitamiento, la arcilla o la arena? ¿Qué tipo de suelo presenta una mayor disponibilidad de agua para que absorban las plantas cuando el contenido de agua del suelo es 3,0 pulgadas/pie (valor en el eje y)?
7. ¿Cuál es el factor más importante que diferencia el horizonte O del A?
8. ¿Por qué los suelos de arcilla habitualmente cuentan con una mayor capacidad de intercambio catiónico que los de arena?
9. ¿Cómo afecta el pH a la saturación básica de un suelo?
10. ¿Por qué el proceso de salinización predomina en las zonas áridas? ¿Cómo aumenta la irrigación el proceso de salinización en las zonas agrícolas?
11. ¿Qué proceso de formación de suelos predomina en las regiones tropicales húmedas? ¿Cómo afecta este proceso a la disponibilidad de nutrientes para las raíces de plantas en el horizonte A?

Bibliografía adicional

Brady, N. C. y R. W. Weil. 1999. *The nature and properties of soils*. Ed. N° 12. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

El libro de texto introductorio sobre suelos por excelencia. Se utiliza en los cursos de edafología.

Jenny, H. 1994. *Factors of soil formation*. Mineola, NY: Dover Publications.

Un libro bien escrito y accesible realizado por uno de los pioneros en la edafología.

Kohnke, H. y D. P. Franzmeier. 1994. *Soil science simplified*. Prospect Heights, IL: Wavelength Press.

Una presentación bien escrita e ilustrada de conceptos y principios de la edafología para el lector general. Brinda diversos ejemplos y aplicaciones de los conceptos básicos.

Patton, T. R. 1996. *Soils: A new global view*. New Haven, CT: Yale University Press.

Presenta una nueva visión y enfoque sobre el estudio de la formación de suelos a nivel global.