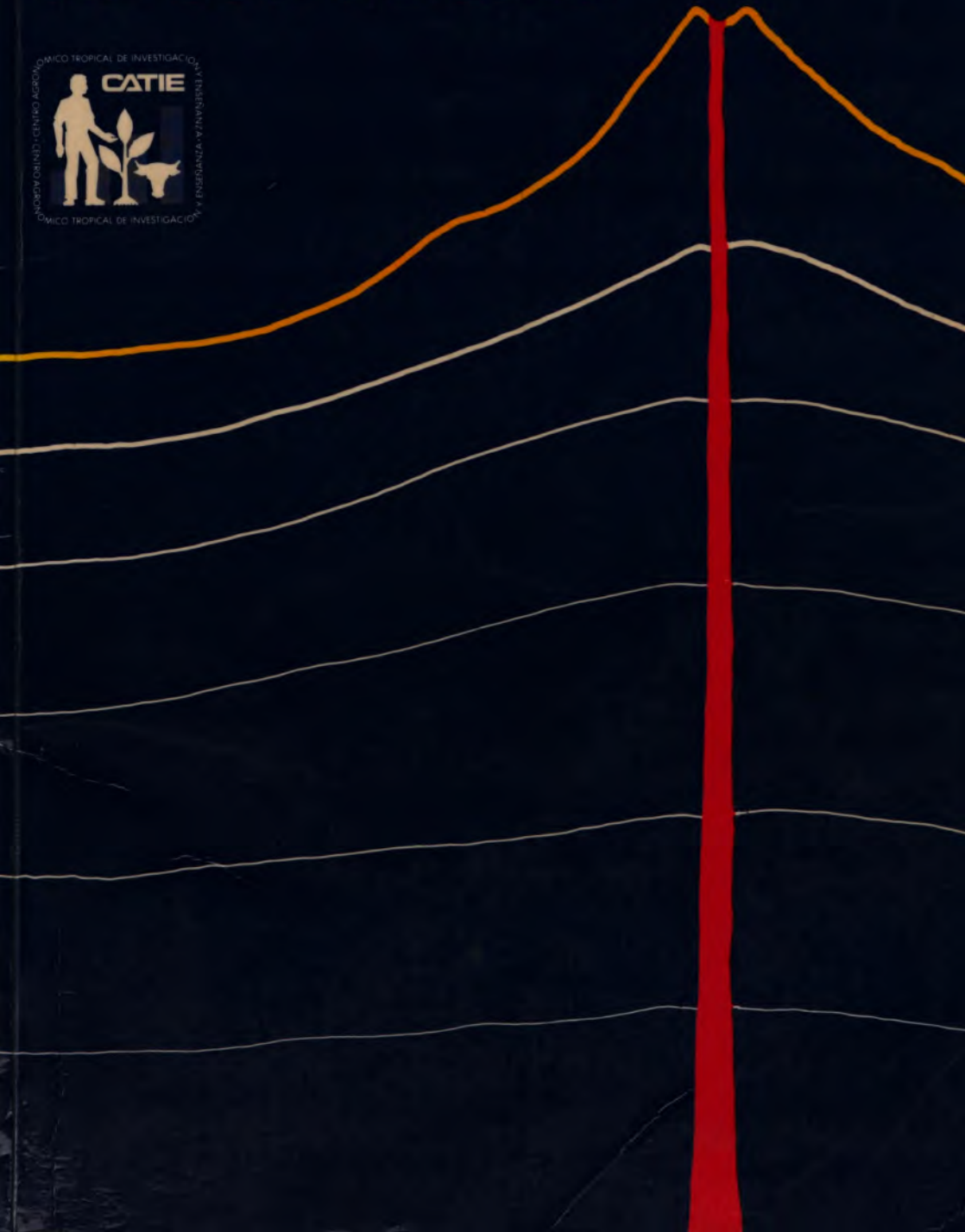
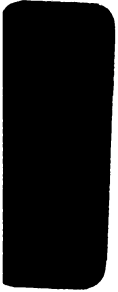


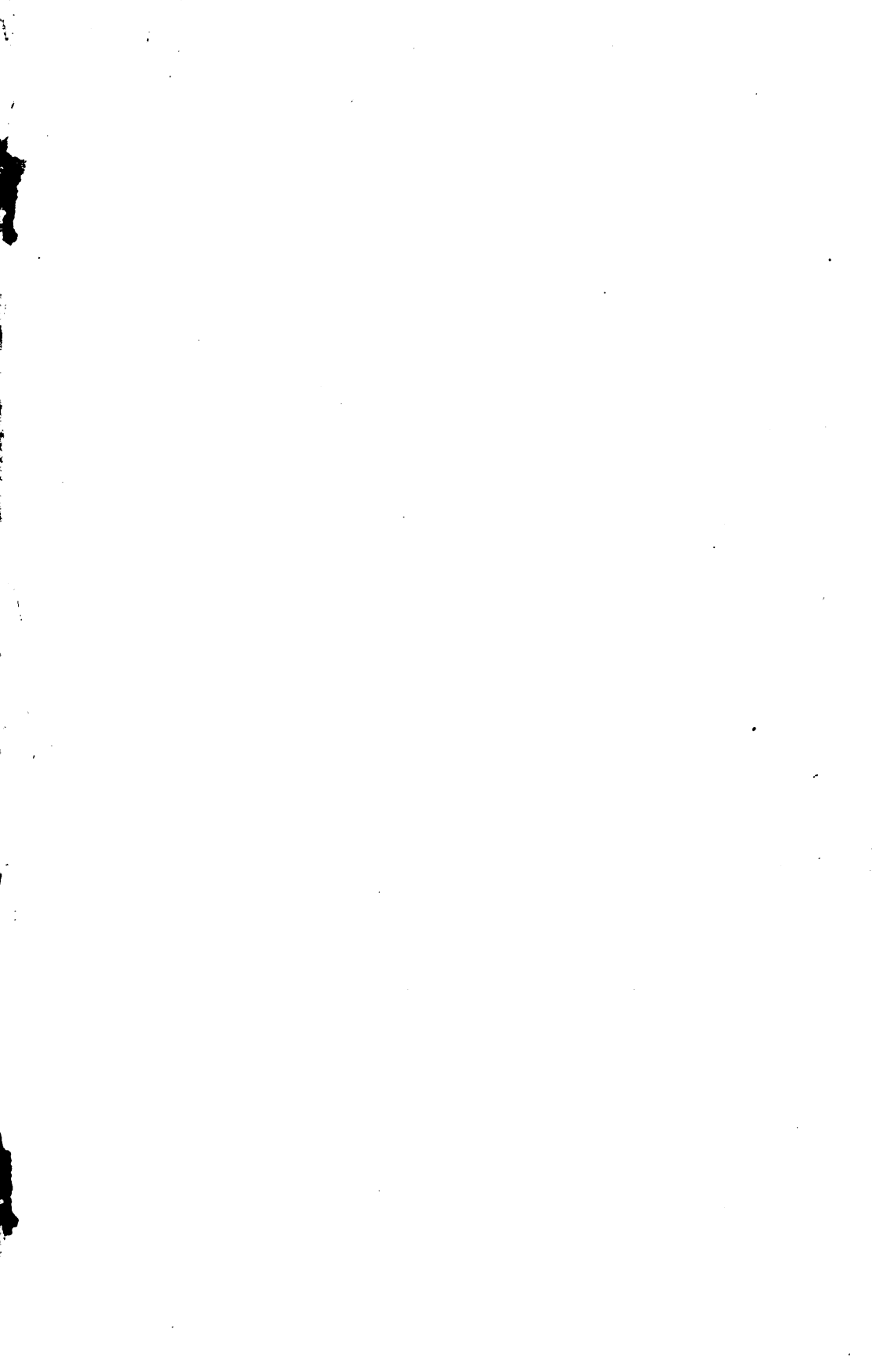
CATIE
ME-24

Origen de los suelos



C288





Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza
Departamento de Investigación y Enseñanza
Agrícola

7 MAY 1986

CATIE
Turrialba, Costa Rica

// El origen de los suelos

Alfredo Alvarado H.

La publicación de este material ha sido financiada con fondos de la Fundación W. K. Kellogg, como parte del Proyecto de Capacitación Agropecuaria en el Istmo Centroamericano.



CATIE
11E-24

El CATIE es una asociación civil sin fines de lucro, autónoma, con carácter científico y educacional, que realiza, promueve y estimula la investigación, la capacitación y la cooperación técnica en la producción agrícola, animal y forestal con el propósito de brindar alternativas a las necesidades del trópico americano, particularmente en los países del Istmo Centroamericano y de Las Antillas. Fue creado en 1973 por el Gobierno de Costa Rica y el IICA. Acompañando a Costa Rica como socio fundador, han ingresado Panamá en 1975, Nicaragua en 1978, Honduras y Guatemala en 1979 y República Dominicana en 1983.



© 1985, Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza

ISBN 9977-951-57-8

631.4
A472

Alvarado H., Alfredo

El origen de los suelos / Alfredo Alvarado H. -- Turrialba, Costa Rica : Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, 1985.

54 p. 24 cm. -- (Serie materiales de enseñanza / Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza ; no. 24)

Incluye bibliografía

ISBN 9977-951-57-8

I. Suelos II. Título III. Serie

AGRINTER F23

Contenido

Prefacio	5
Introducción	7
Procesos de meteorización	9
Meteorización geoquímica	9
Hidrólisis	9
Oxidación	10
Reducción	10
Hidratación	11
Solución	11
Meteorización pedoquímica	11
Ciclos de oxidación-reducción	11
Eliminación de aluminio en mentmorillonitas	12
Remoción de potasio de las micas	12
Formación de islas de aluminio	13
Complexólisis	13
Factores que influyen la meteorización	14
Material parental	14
Composición de la corteza terrestre	14
Estructura de los silicatos	16
Resistencia de los minerales a la meteorización	19
Resistencia de las rocas a la meteorización	21
Clima	23
Macroclima	24
Microclima	26
Organismos	27
Efectos de la vegetación	29
Efecto de los animales	32
Efecto del hombre	33
Relieve	34
Efecto indirecto	34
Efecto directo	36
Tiempo	37

Neoformación	39
Diferenciación edáfica	39
Pérdidas y adiciones	39
Translocaciones	39
Transformaciones	40
Sistemas coloidales	41
Arcillas	41
Oxidos e hidróxidos	41
Sistemas orgánicos	43
Zonas de neoformación	43
Literatura consultada	47
Indice	50

Prefacio

El propósito de este texto es proporcionar una recopilación de conceptos sobre la génesis de suelos a estudiantes universitarios avanzados, con conocimientos de ciencias básicas y de edafología; incluye ejemplos ilustrados de áreas tropicales, lo suficientemente claros para que el estudiante los pueda interpretar. En esta obra, se trata de presentar el ejemplo de como un fenómeno altera la génesis del suelo, en vez de presentar todo el conocimiento al respecto; este último paso se reserva para niveles de posgrado. En este sentido, se le da mayor oportunidad al maestro de ilustrar en clase el mismo fenómeno, con ejemplos de su competencia.

El libro no trata de presentar la filosofía de ninguna escuela, sino más bien de reunir teorías y ejemplos prácticos de cualquier corriente científica que se cumplan en los trópicos. Este enfoque, aunque no representa una idea original del educador, le enseña el panorama general de esta ciencia al educando.

Por último, deseo reconocer y agradecer la colaboración y apoyo moral de mis colegas y estudiantes, en particular de aquellos que leyeron el texto y le hicieron modificaciones. Sin la experiencia de todo el grupo de suelos de la Escuela de Fito-tecnia de la Universidad de Costa Rica, esta contribución tendría menor valor. En forma similar, deseo expresar mi agradecimiento al proyecto sobre "Capacitación Agropecuaria" financiado por la Fundación W. K. Kellogg y ejecutado por el Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, CATIE, por la ayuda brindada en la publicación de este documento a beneficio de los estudiantes y profesionales dedicados a las ciencias agropecuarias.

Alfredo Alvarado H.

Introducción

La clasificación de suelos es tan antigua como el hombre mismo; es probable que aún los prehomínidos buscaran aquellas áreas que les proporcionaran lo suficiente que recolectar para poder sobrevivir. No es entonces sorprendente que grandes ciudades del mundo se encuentren en áreas muy productivas.

Los primeros intentos de clasificar suelos se le atribuyen al científico chino Yu, hace 4000 años y a los griegos (400 A.C.) que consideraron la relación suelo-planta. A partir del año 1600, con el beneficio del desarrollo de otras ciencias, aparece el primer intento científico de clasificación de suelos hecho por Lomonosov y Dokuchaiv (1846-1903), considerados padres de la pedología moderna (7).

Los siglos XIX y XX han contado con el concurso de varias escuelas y pensadores contrastantes, como la norteamericana y la europea, con varios períodos evolutivos. Pueden mencionarse pensadores del siglo XX como Marbut, Kellogg, Thorp y Smith en los Estados Unidos y Duchaufour, Tiurin, Aubert y Avery en Europa.

En los trópicos, el estudio taxonómico de los suelos comienzan en la segunda década del siglo XX, con personajes como Hardy, Mohr y van Baren; no obstante, solo en mapas muy generales se conoce la situación actual (8, 38, 61). En la América Central se trabaja en El Salvador (casi cubierto en su totalidad), en Nicaragua y en Costa Rica (40).

Los sistemas de clasificación de suelos definidos en diferentes épocas pueden agruparse en: 1) los que se basan en factores del medio ambiente, 2) los que definen el suelo de acuerdo al proceso de alteración y 3) los que consideran las características del suelo y las relaciones con su formación (14). Los primeros son los sistemas más primitivos y los últimos se organizan en forma jerarquizada (cuantitativa o ecológicamente). En los últimos años se han empleado sistemas numéricos y estadísticos (58), aunque solo con carácter experimental.

Se entiende por *génesis* y *clasificación* el estudio de los suelos como entes naturales, tomando en cuenta su composición, distribución y método de formación. En general, se puede emplear el término *pedología* —del griego Pedon, suelo y Logos, ciencia— en el mismo sentido, aunque originalmente el vocablo se usó para distinguir los estudios de los suelos por sí mismos, de aquellos llamados *agrológicos*, hechos con fines agronómicos. La *taxonomía* es la teoría y la práctica de clasificar individuos. La relación entre la pedología y otras ciencias (Figura 1) demuestra la dependencia de esta subciencia de las áreas fundamentales, así como la interdependencia con otras ciencias. Los fenómenos naturales se clasifican con el fin de (7):

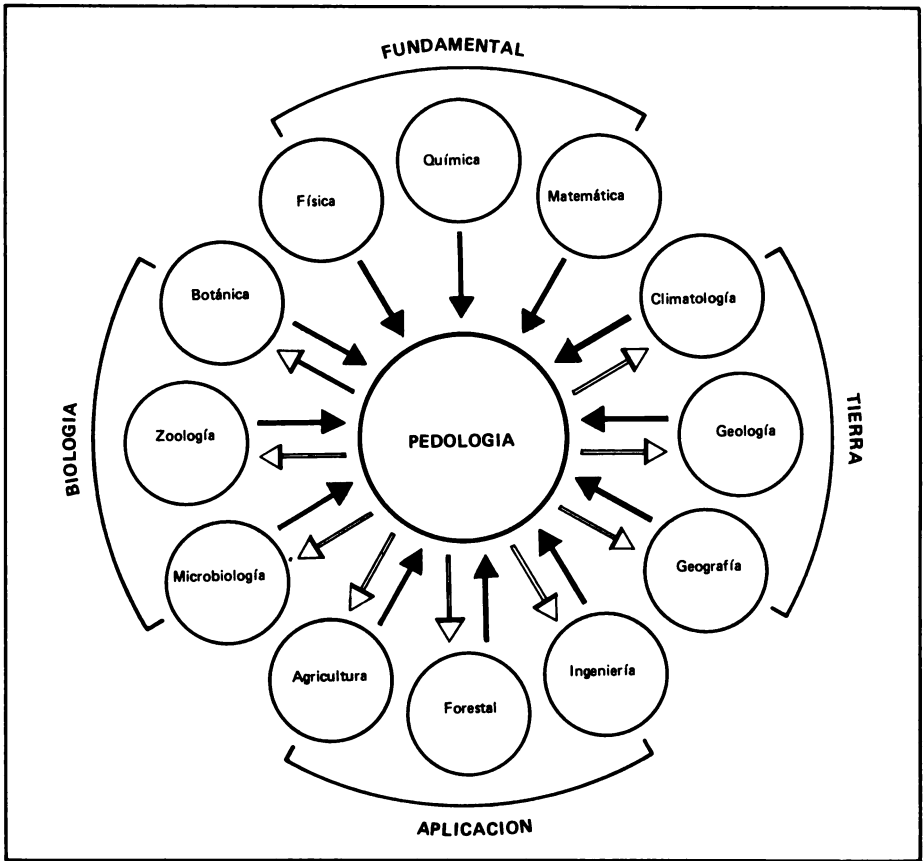


Figura 1. Relaciones entre la Pedología y otras ciencias (Tomado de Fitzpatrick).

- ❑ Organizar el conocimiento y contribuir a la economía de raciocinio.
- ❑ Obtener y comprender las relaciones entre los individuos y las clases de la población que se va a clasificar.
- ❑ Recordar las propiedades de los objetos clasificados.
- ❑ Conocer nuevas relaciones y principios en la población que se clasifica.
- ❑ Establecer grupos o subdivisiones (clases) de los objetos bajo estudio, de manera que la clasificación pueda ser utilizada para: predecir su comportamiento; identificar su mejor uso; estimar su productividad; y proveer unidades de investigación a las cuales pueden ser extrapolados los resultados de otras investigaciones.

En la ciencia del suelo todos estos objetivos se logran a través de sistemas de clasificación, basados en conceptos genéticos que justifiquen y expliquen el por qué de las divisiones que se hagan.

Los procesos de meteorización

Meteorización es el proceso de desintegración y descomposición de los materiales formadores de los suelos, causados por agentes químicos, físicos y biológicos, cuando los materiales (rocas y sus minerales) no están en equilibrio con la temperatura, la presión y la humedad en la interfase atmósfera-litósfera. En general, los minerales formados bajo condiciones de alta temperatura y presión y baja concentración de oxígeno y agua, (magma) no son estables en la litósfera, donde los primeros son bajos y los últimos abundantes (44).

Las rocas, al quedar expuestas, se ven sometidas a procesos de congelación y descongelación, calentamiento y enfriamiento, y mojado y secado, causados por cambios climáticos (9). Las modificaciones dominantes en zonas frías y secas son *físicas* (abrasión, expansión y contracción), mientras que en los trópicos dominan las *químicas* (hidratación, hidrólisis, oxidación, reducción y solución), junto con las biológicas (39).

De acuerdo al sitio en el suelo donde ocurra, el proceso se puede llamar geometeorización o pedometeorización. Buol *et al* (7) la definen como *geoquímica* cuando ocurre en el horizonte C y *pedoquímica* si se lleva a cabo en el solum (horizontes A y B). En la meteorización intervienen fuerzas internas (composición y estructura del material que se descomponen) y externas (cantidad de agua, concentración de CO_2 , etc.), y el resultado final depende de ambas fuerzas. Al proceso general que trata de equilibrar las diferentes tendencias se le llama *epimorfismo*: meteorización + pérdida o acumulación + neoformación.

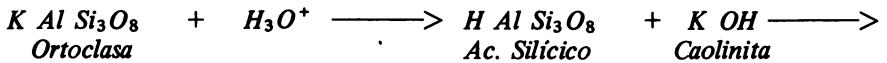
La meteorización se ve afectada en mayor o menor grado por los compuestos orgánicos del sistema en que ocurre. Duchufour (14) menciona que en climas fríos o templados, la formación del suelo depende de la evolución de la materia orgánica y ocurre en *ciclos cortos* (pocos años), mientras que en climas calientes predominan los *ciclos largos* (más de 100.000 años), independientes de la humificación.

Este concepto lleva a pensar que lo que ocurre en los trópicos es una evolución prolongada o sucesiva, por ser un área no tan severamente afectada por la glaciación. La evolución prolongada explica zonas de meteorización de hasta 20 m de profundidad y la evolución sucesiva explica la presencia de perfiles policíclicos.

Meteorización geoquímica

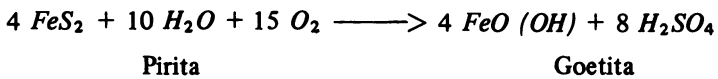
Hidrólisis. Es el ataque del agua acidificada (H_3O^+) a las estructuras cristalinas, por lo que se constituye en el proceso más importante en la descomposición de las rocas. Se

dice que es *total* cuando los minerales se descomponen por completo, liberando *Si*, *Al* y bases (como sucede principalmente en los climas cálidos de los trópicos), o *parcial*, cuando se conserva parte de la estructura de los minerales primarios —de importancia en climas fríos o en la zona templada. Como ejemplo, se presenta la hidrólisis total de un feldespato potásico (ortoclasa) para producir caolinita:



Como la hidrólisis depende de la concentración de iones de hidrógeno, cualquier situación que tienda a acidificar el medio acelera este proceso. Por el contrario, la acumulación de sales reduce la velocidad de esta reacción, lo que explica en parte el por qué de la poca meteorización en zonas áridas.

Oxidación. Este proceso es de importancia en rocas básicas, ricas en hierro y manganeso, en las cuales el Fe^{+2} se transforma en $Fe^{+3} + e^-$. Este cambio produce un aumento en el tamaño y la carga en el mineral, el cual acaba por romperse. La oxidación puede notarse por la aparición de colores rojos en las rocas; el siguiente es un ejemplo:



Reducción. Esta es una reacción opuesta a la oxidación ($Fe^{+3} + e^- \longrightarrow Fe^{+2}$) y se acelera bajo condiciones de saturación de agua o bajo potencial de oxidación (Eh) y baja concentración de bases (Figura 2); causa la formación de suelos orgánicos (Histosoles) y otros con acumulación de sulfuros ("cat lays").

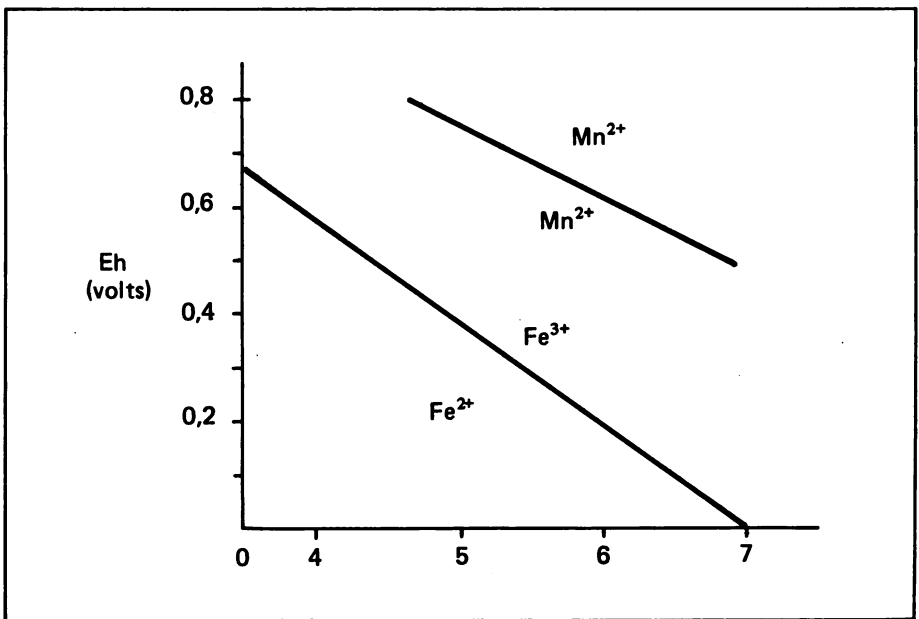
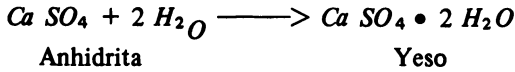


Figura 2. Curvas de equilibrio del hierro y manganeso (tomado de Duchaufour).

Hidratación. Consiste en la asociación de moléculas de agua o grupos hidroxílicos, en especial en la superficie y el borde de los minerales. Un caso de hidratación es el paso de anhidrita a yeso:



Al aumentar la masa en la superficie de la roca, se favorece su desintegración.

Solución. Ciertos minerales son más solubles que otros según sea su radio iónico y su valencia (Figura 3); en otras palabras, su solubilidad depende de su geometría y carga. Un ejemplo de solución es el siguiente:

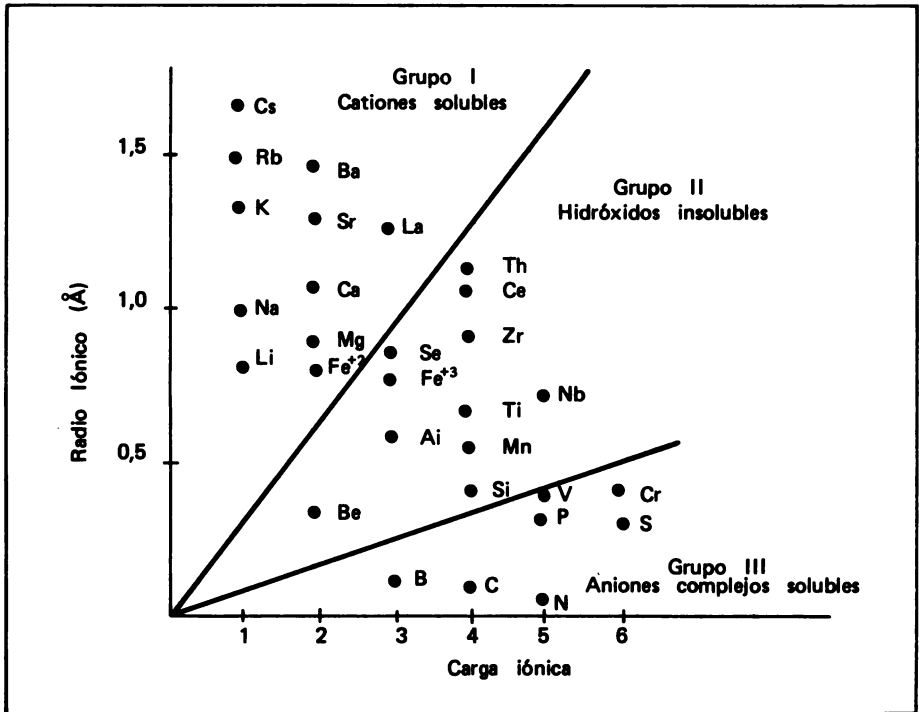
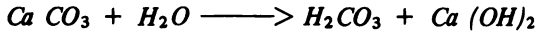
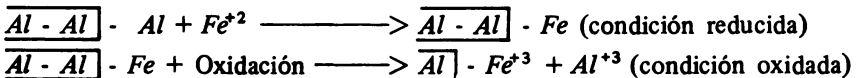


Figura 3. . Potencial iónico de los elementos (Tomado de Berry y Masson).

Meteorización pedoquímica

Ciclos de oxidación-reducción. La alternancia de oxidación y reducción causa la liberación de hierro y manganeso de los minerales primarios, y permite la formación de moteamientos y concreciones en los suelos. Ciertas estructuras pierden aluminio debido a este fenómeno, sobre todo en suelos mal drenados:



La mineralogía del suelo también depende de esta alternancia, como puede verse en la Figura 4.

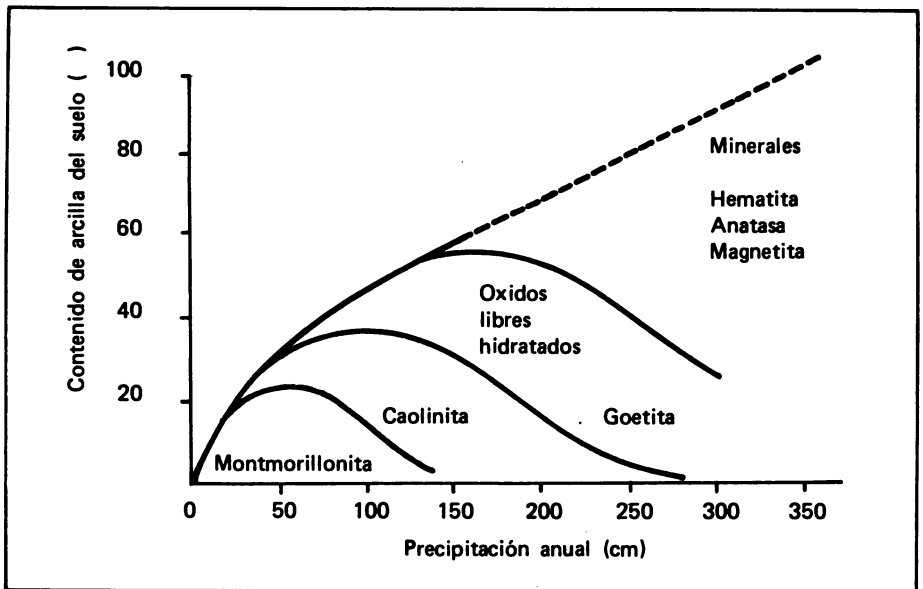
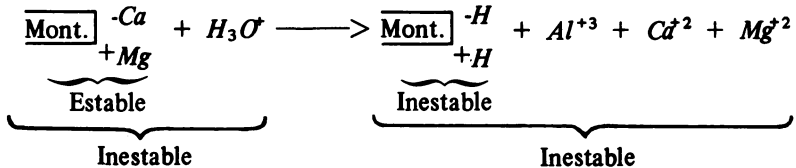


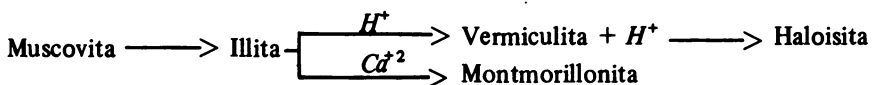
Figura 4. Tipos de arcilla en suelos de Hawái bajo condiciones de secado y humedecimiento (Tomado de Sherman).

Eliminación de aluminio en montmorillonitas. Los minerales como la montmorillonita son estables si el medio es alcalino (saturados con cationes). Una vez que se encuentran en un medio ácido, reducen su estabilidad y liberan el aluminio de los octaedros, con lo que pierden su estructura y se degradan:



El aluminio liberado es capaz de continuar la acidificación: $Al(OH_2)^{+3} + 3H_2O \longrightarrow Al(OH)_3(OH_2)_3 \therefore 3H_3O^+$ y, por lo tanto continúa la acción degradativa.

Remoción de potasio de las micas. Por meteorización, la mica muscovita puede producir varios tipos de arcilla:



Cada paso indica una pérdida de potasio, como puede notarse en el Cuadro 1.

Cuadro 1. Alteración de la muscovita (Tomado de Paton).

Mineral	Átomos de K por celda unitaria	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	CIC (meq/100 g)
Muscovita	1,5	3 ± 1	muy baja
Illita	1,0	3 ± 1	30
Vermiculita	0,5	3 ± 1	100
Montmorillonita	0	3 ± 1	100
Haloisita	0	1,5 ± 1,5	muy baja

Formación de islas de aluminio. Las vermiculitas – y en menor extensión las montmorillonitas – pueden precipitar aluminio entre sus capas, dando lugar a la formación de los llamados “minerales intergradados (2:1 - 2:2)”, los cuales difieren en carga y otras propiedades de los minerales originarios.

Complexólisis. Este proceso, que incluye la formación de quelatos, consiste en la formación de complejos organominerales a partir de ácidos orgánicos como el oxálico y el cítrico, y de compuestos fenólicos con hierro y aluminio (Figura 5). Este proceso es de importancia en la podsolización y en la andolización, y puede definir el tipo de arcilla que se forme.

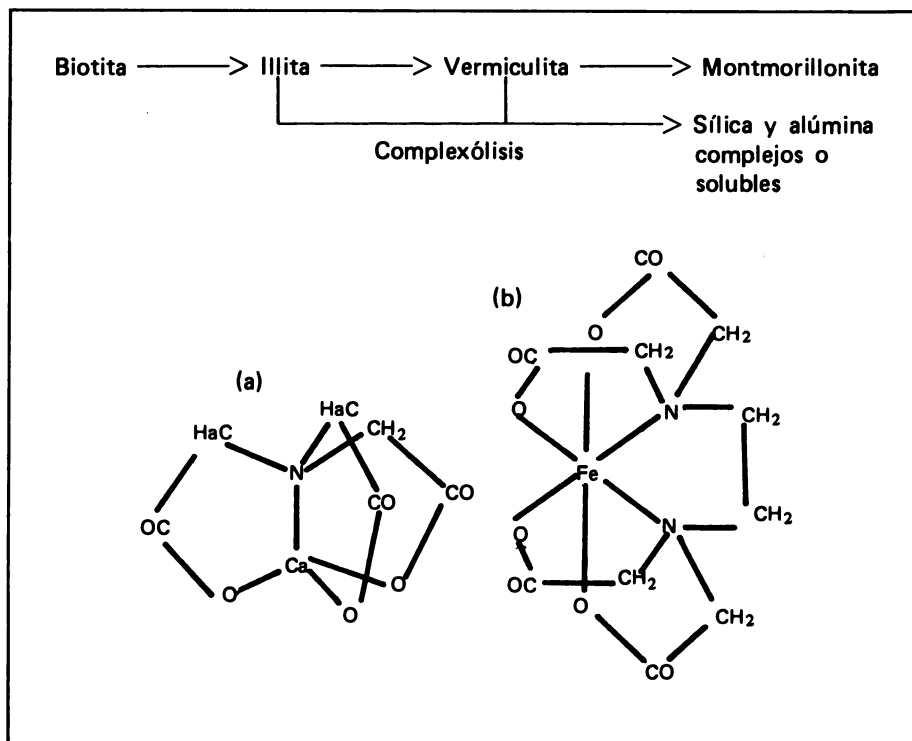


Figura 5. Estructura de dos agentes quelantes: (a) Acido aminotetracético, (b) Acido etilendiaminotetracético (Tomado de Ponomareva).

Factores que influyen sobre la meteorización

Fue Dokuchaev (1898) quien, trabajando en Rusia, descubrió que los suelos se forman a partir de: un sustrato mineral u orgánico, influenciado por el clima, los organismos, el relieve y el tiempo. Estos factores fueron analizados posteriormente por Jenny (30), quien los relacionó así: $S = f(\text{cl, mp, r, t, o})$ en donde S es el suelo, f la función de, cl el clima, mp el material parental, r el relieve, t el tiempo y o los organismos.

Jenny definió otras ecuaciones como variantes importantes —aunque en forma natural son muy difíciles de demostrar— las cuales asoció con una terminología apropiada. Así, al considerar un factor como única variable, con los demás constantes, mencionó las siguientes secuencias:

$S = f \text{ cl (mp, o, r, t)} = \text{climosecuencia}$

$S = f \text{ mp (cl, o, r, t)} = \text{litosecuencia}$

$S = f \text{ o (cl, mp, r, t)} = \text{biosecuencia}$

$S = f \text{ r (cl, mp, o, t)} = \text{toposecuencia}$

$S = f \text{ t (cl, mp, o, r)} = \text{cronosecuencia}$

Si se toma como ejemplo la primera ecuación, se entenderá que, en una región de litología, vegetación, relieve y tiempo iguales pero con variaciones climáticas, se formarán suelos diferentes debido solo a dichas variaciones y que la asociación de estos suelos en esa zona se reconocerá como una climosecuencia.

Es conveniente mencionar el término *catena*, el cual se utiliza para describir suelos asociados de la misma forma en que las argollas se unen en una cadena. Por definición, una *catena* es “una secuencia de suelos de aproximadamente la misma edad, derivados de un mismo material parental, que se presentan bajo condiciones climáticas parecidas, pero con diferentes características debido a variaciones en relieve y en drenaje” (50).

En la Figura 6 se muestra cómo los diferentes factores afectan la formación de un suelo a través de subfactores, que serán analizados a continuación:

Material parental

Composición de la corteza terrestre. La corteza terrestre está formada, principalmente, por materiales conformados por sílice acompañado de otros elementos, todos en

forma de óxidos e hidróxidos (Cuadro 2). Según Hardy (24), son pocos los minerales formadores de suelos; entre ellos los principales son los siguientes:

Cuarzo (SiO)	Anfiboles (hornablenda) (Ca-Fe-Mg-SiO)
Ortaclasa (K-Al-SiO)	Piroxenos (augita) (Ca-Fe-Mg-SiO)
Plagioclasa (Na-Ca-Al-SiO)	Olivino (Fe-Mg-SiO)
Muscovita (K-Al-SiO)	Magnetita (Fe-O)
Biotita (K-Mg-Fe-Al-SiO)	Apatito (Ca-PO)

Cuadro 2. Principales elementos de la corteza terrestre. (Tomado de Berry y Masson).

Elemento	Abundancia,		Radio iónico
	Peso/Peso	Peso/Volumen	Å
O	46,60	93,77	1,40
Si	27,72	0,86	0,42
Al	8,13	0,47	0,51
Fe	5,00	0,43	0,74
Ca	3,63	0,29	0,99
Na	2,83	1,03	0,97
K	2,59	1,32	1,33
Mg	2,09	1,83	0,66

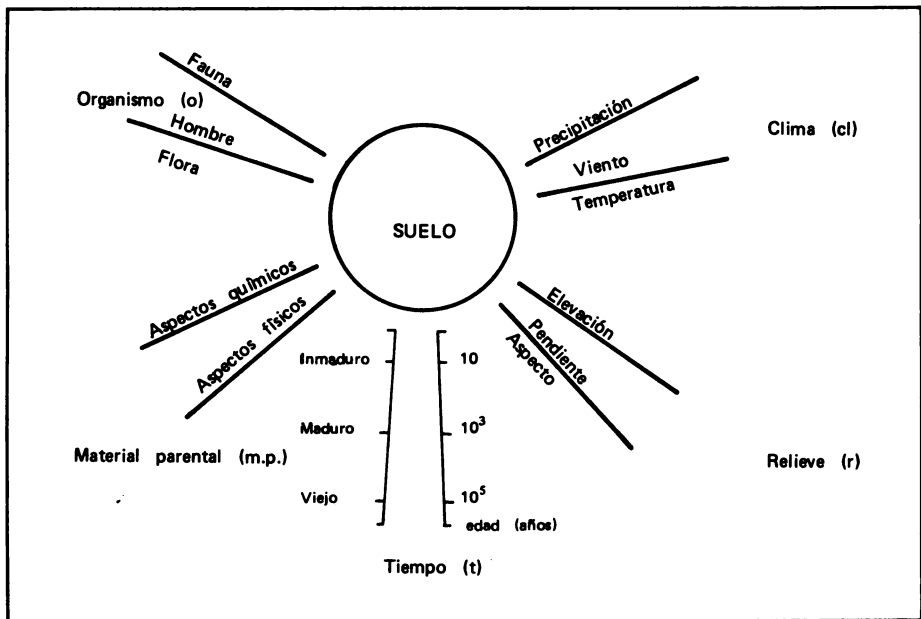


Figura 6. Factores de formación de suelos (Tomado de Buol *et al.*).

Por esta razón, la comprensión de la estructura de los silicatos es indiscutible en el estudio de la génesis del suelo, dado que de ella dependen la mayoría de las reacciones que pueden ocurrir.

Estructura de los silicatos. La estructura más simple de un silicato se conoce como *nesosilicato*; este se compone de un átomo de sílice rodeado por cuatro de oxígeno, formando un tetraedro (Figura 7). La unión de estos tetraedros puede efectuarse por medio de enlaces con otros elementos que equilibran la carga negativa sobrante como

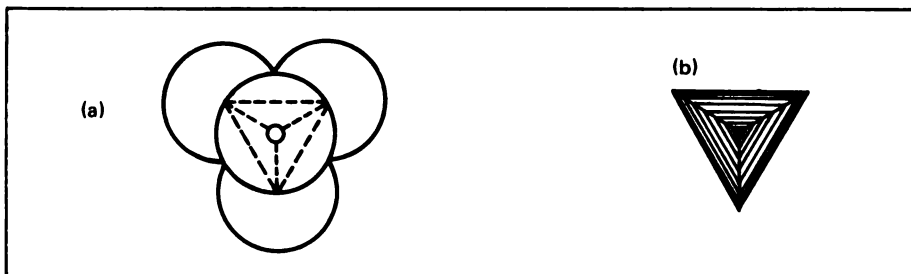


Figura 7. (a) Tetraedro de sílice y oxígeno. (b) Forma convencional para representar un tetraedro. (Tomado de Paton).

sucede en el caso del olivino (Figura 8), o puede ocurrir por unión directa entre los tetraedros a través de uno o varios oxígenos compartidos. Este último mecanismo es el más común, pues reduce la carga eléctrica de toda la estructura y da origen a varios tipos de silicatos.

Si en un nesosilicato la carga es SiO_4^{-4} , la unión de dos tetraedros (*sorosilicato*), que obedece a la fórmula $Si_2O_7^{-6}$, disminuye la carga por silicios de -4 en el primer caso a -3 en el segundo. Este fenómeno se acentúa al ser compartidos más átomos de oxígeno; de esta manera se forman los *ciclosilicatos*.

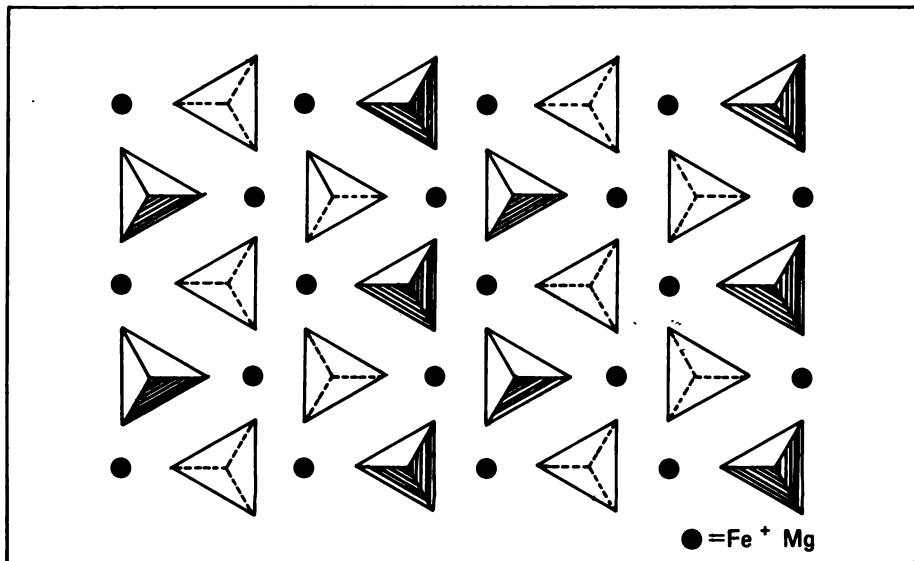


Figura 8. Estructura del olivino. (Tomado de Paton).

La unión de silicatos en cadenas (*inosilicatos*) puede ocurrir de manera que se formen cadenas simples o dobles (Figura 9); en ellas el número de átomos de oxígeno

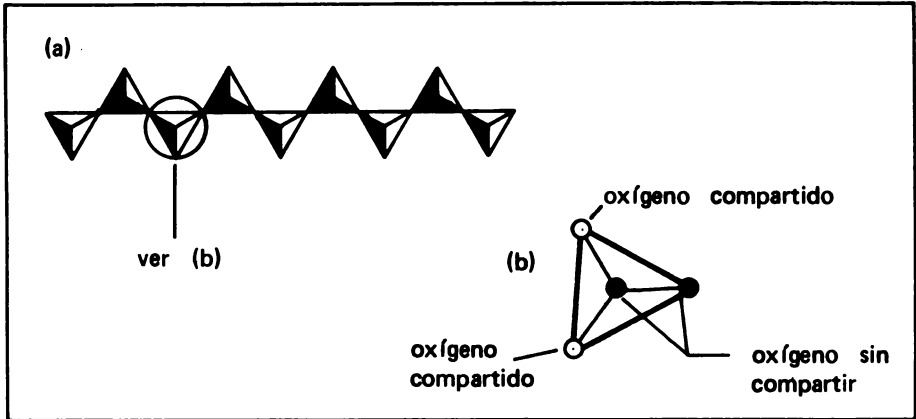


Figura 9. (a) Inosilicato simple. (b) Detalle de las uniones de un tetraedro. (Tomado de Paton).

compartidos varía de acuerdo a la posición del tetraedro en la estructura (Figura 10). La unión entre cadenas simples origina la estructura de minerales como los piroxenos (Figura 11) en los que el balance de cargas se logra a través de puentes de *Fe* y *Mg*.

La unión de cadenas dobles permite la formación de los anfíboles (Figura 12), de manera similar a lo que ocurre con las cadenas simples. En este caso, existen dos tipos de espacio (i e ii) entre las láminas, dando cabida a elementos de diferente diámetro entre ellos. Los *filosilicatos* o estructuras de capa (Figura 13) pueden unirse de dos

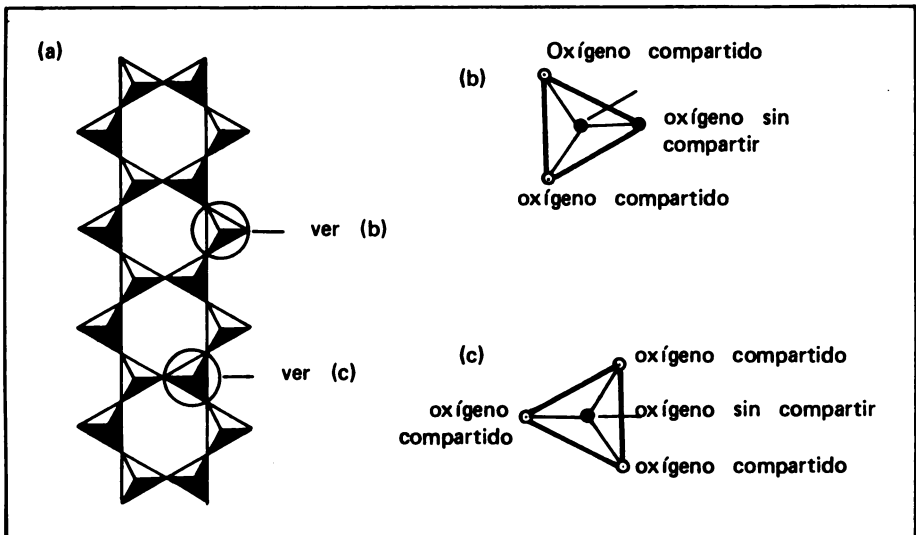


Figura 10. (a) Inosilicato doble. (b) Detalle del tetraedro externo. (c) Detalle del tetraedro interno. (Tomado de Paton).

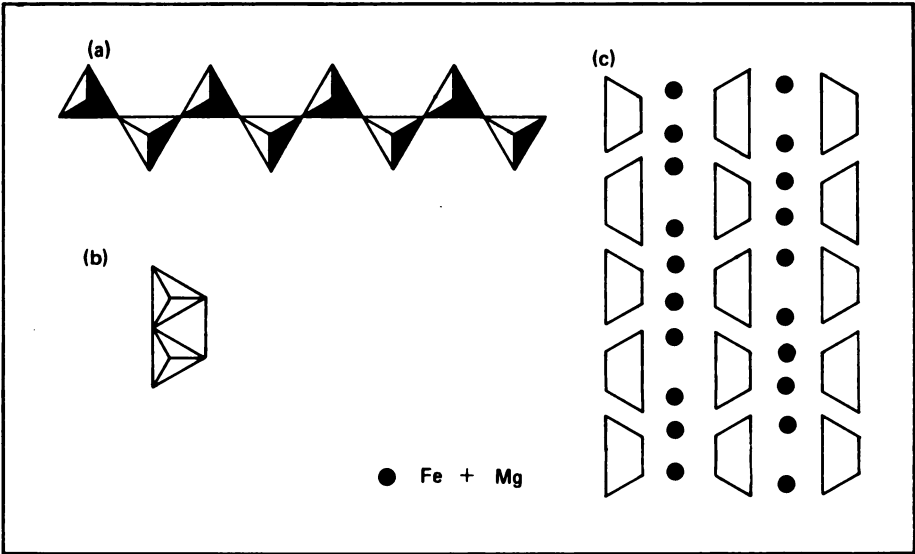


Figura 11. (a) Cadena de piroxenos. (b) Cadena vista por un terminal. (c) Unión de cadenas. (Tomado de Paton).

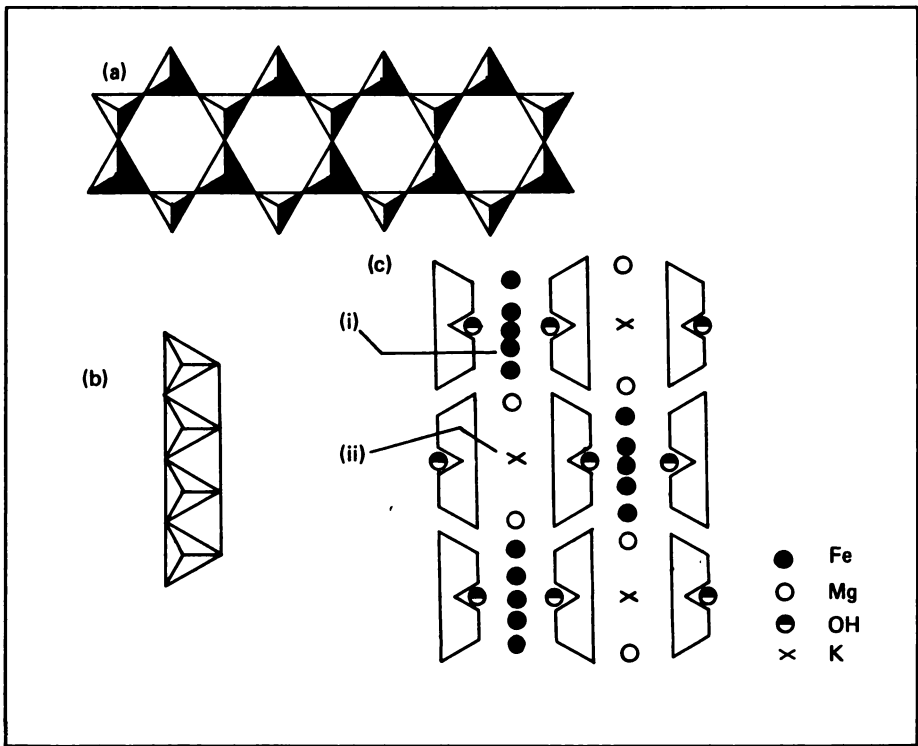


Figura 12. a) Cadena de anfíboles, b) cadena vista por un terminal, c) unión de cadenas.

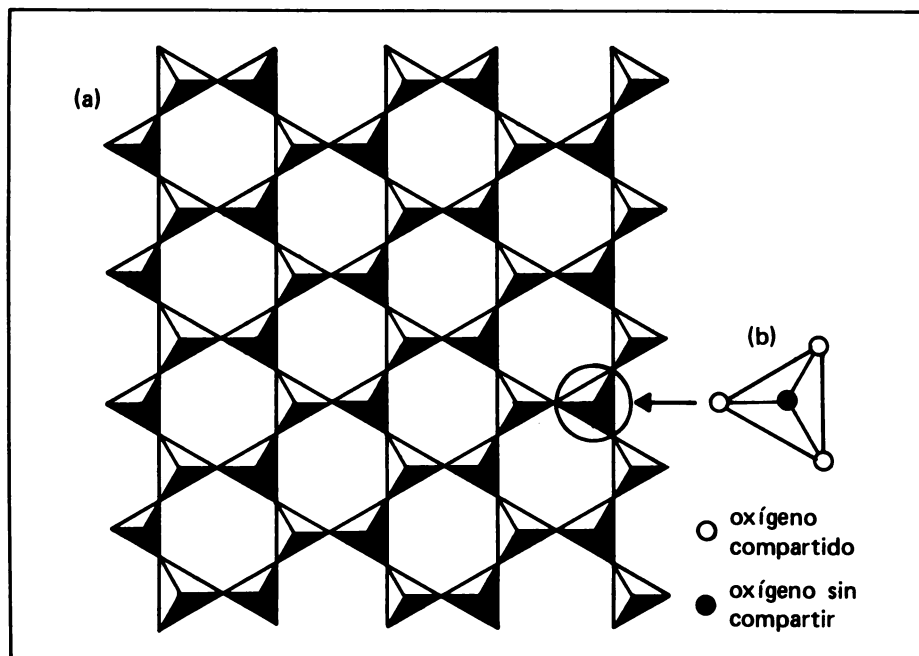


Figura 13. (a) Estructura de filossilicato. (b) Detalle del tetraedro compartido.

maneras, como se puede observar en la (Figura 14). Este tipo de unión es característico de las micas y explica el por qué de su exfoliación (separación en forma de láminas). En los *tectosilicatos*, la estructura crece en tres dimensiones y se logra la estabilidad máxima de carga. A este grupo pertenecen los feldespatos y las arcillas cristalinas del suelo.

Resistencia de los minerales a la meteorización. Goldich (22) presenta una secuencia de meteorización de partículas del tamaño de la arena (Figura 15), la cual concuerda con la teoría expuesta de formación de silicatos. Otra secuencia de meteorización es la de Jackson y Sherman (27), quienes trabajaron con partículas del tamaño de la arcilla y encontraron que el yeso es el mineral menos estable, mientras que los óxidos de *Fe*, *Ti* y *Zr* son los más resistentes. La siguiente es la secuencia:

Aumenta la resistencia a la meteorización y la concentración de Fe y Al; el pH decrece ↓	1. Yeso	}	Dominan en zonas áridas
	2. Calcita (dolomita)		
	3. Olivino y hornablenda		
	4. Biotita (cloritas)		
	5. Fedelspatos		
	6. Cuarzo	}	Dominan en zonas húmedas
	7. Muscovita		
	8. Vermiculita		
	9. Montmorillonita		
	10. Caolinita		
	11. Gibbsita		
	12. Hematita y goetita		
	13. Anatasa, zircón e ilmenita		

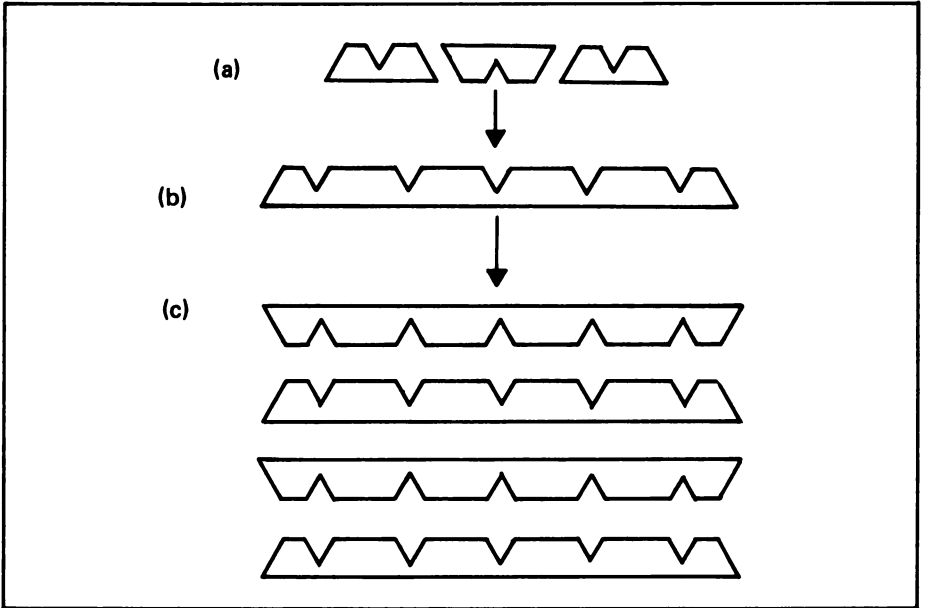


Figura 14. (a) Final de cadenas dobles de anfíboles. (b) Final de capas de filosilicatos. (c) Unión de capas en micas.

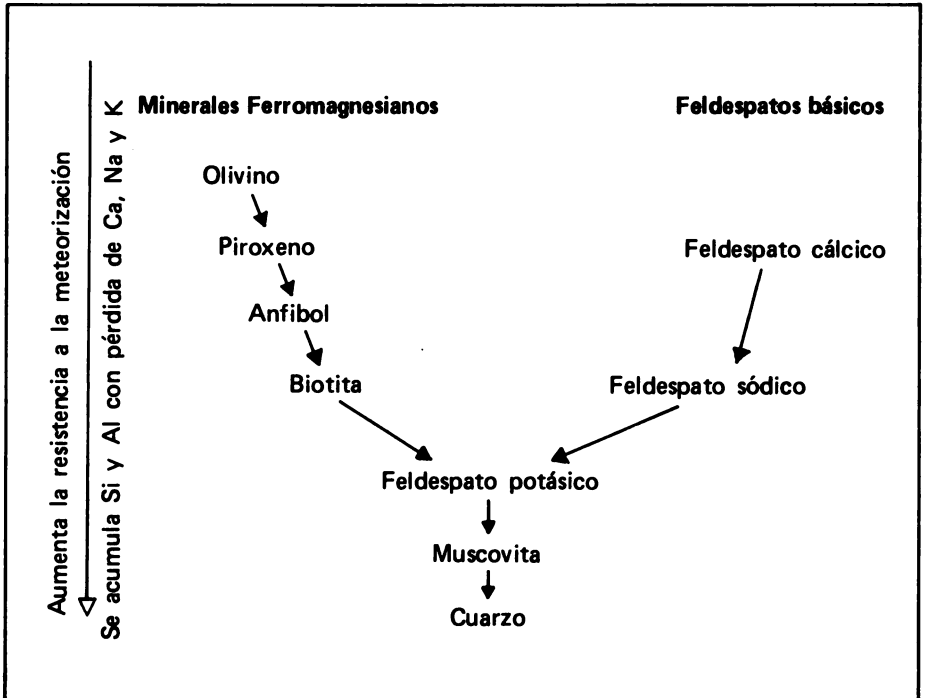


Figura 15. Secuencia de meteorización de Goldich.

A diferencia de la secuencia de Goldich, en esta última el cuarzo no es considerado como el mineral más resistente. Este fenómeno puede deberse a que aquí se considera un mayor número de miembros (yeso, calcita y arcillas) y a que el cuarzo y los silicatos son más solubles cuando su tamaño es pequeño (arcilla), que cuando es grande (arenas), como se puede observar en la Figura 16.

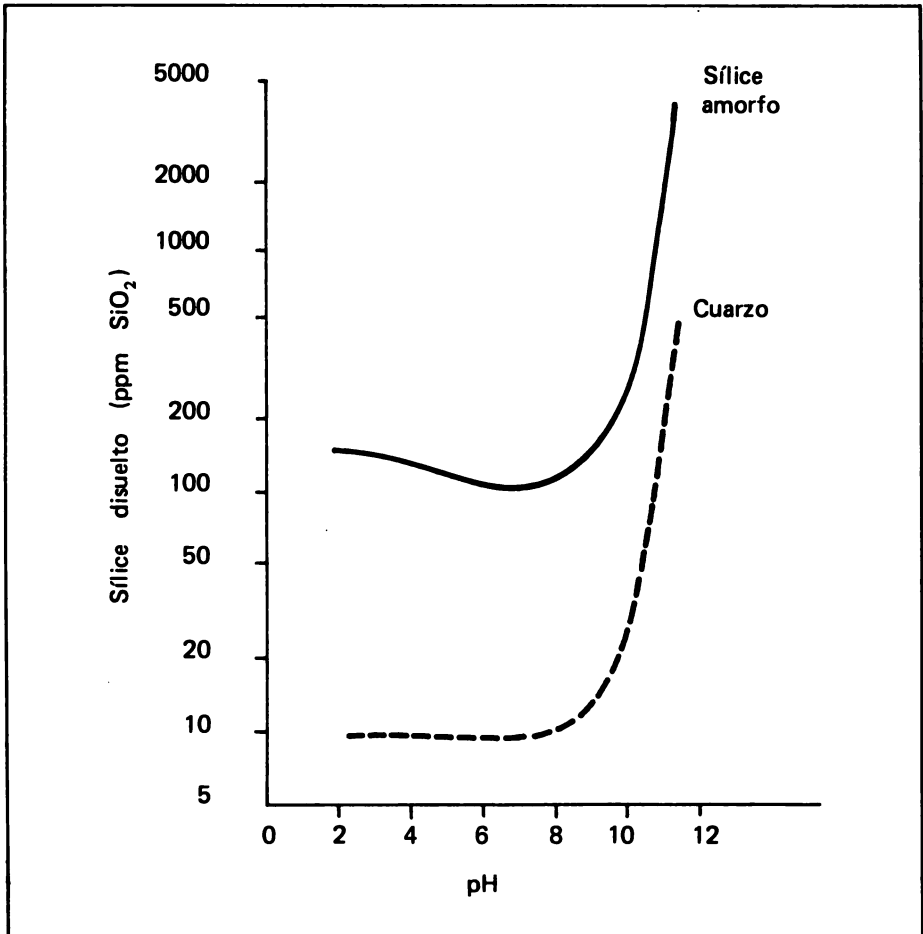


Figura 16. Solubilidad de la sílice a 25°C. (Según Krauskopf).

Algunas variables como el grado de cristalización (Figura 16), el pH (Figura 17) y la materia orgánica (Figura 18), afectan la solubilidad de los silicatos y otros elementos.

Resistencia de las rocas a la meteorización. Todo suelo ha sido influido, en mayor o menor grado, por el material parental. Este puede influir por sus características físicas, como la *textura* o tamaño de sus constituyentes y la *estructura* o porosidad de las rocas, o por las químicas, es decir, su composición. Por esta razón, Rougerie (47) presenta en la siguiente escala más que la estabilidad de los minerales, la estabilidad de las rocas:

Aumenta la resistencia a la meteorización

1. Rocas verdes
2. Microdiorita, microgabro y esquistos metamórficos
3. Microgranito, dolerita, anfíbolita y piroxenita
4. Diorita y gabro
5. Granodiorita
6. Granito calcoalcalino, micas y gneis
7. Granito alcalino, mica-esquistos y cuarzita
8. Granito porfirítico
9. Pegmatita

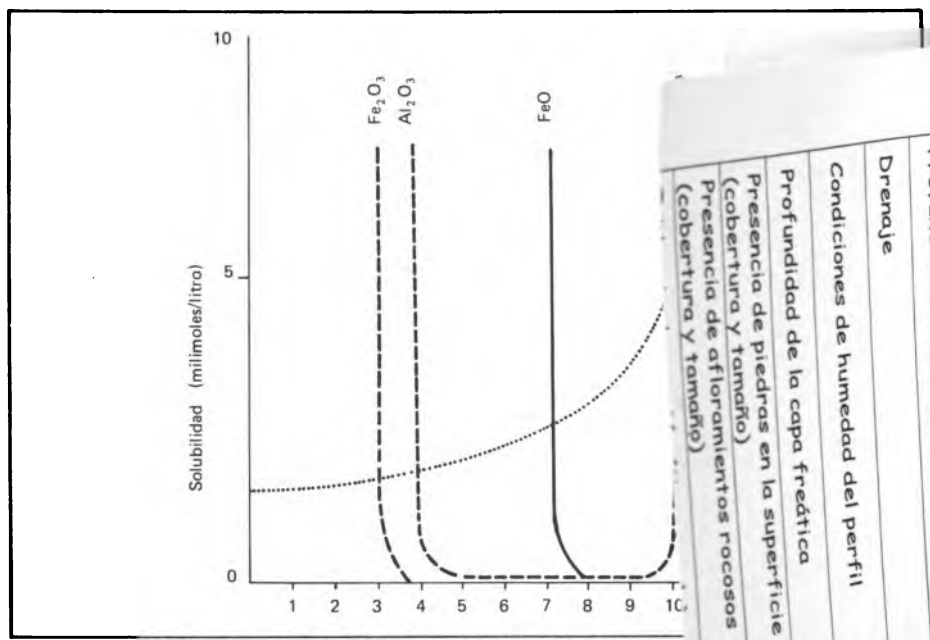


Figura 17. Variación de la solubilidad de la sílice y óxido de hierro y al Thomas).

Profundidad efectiva (cm)
Drenaje
Condiciones de humedad del perfil
Profundidad de la capa freática
Presencia de piedras en la superficie (cobertura y tamaño)
Presencia de afloramientos rocosos (cobertura y tamaño)

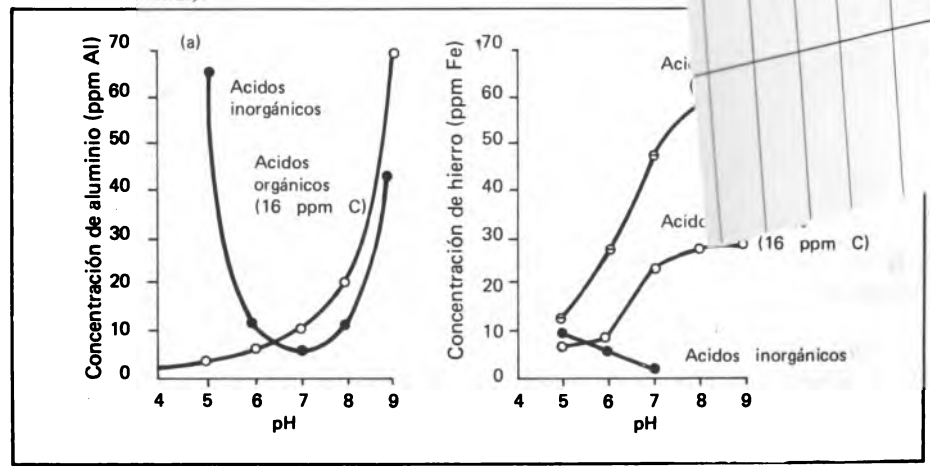


Figura 18. (a) Solubilidad de aluminio y (b) del óxido férrico en función del pH y en presencia y ausencia de ácidos orgánicos (Según Ong, Swanson y Bisque).

De ciertos materiales parentales se adquieren algunas características en el suelo. Los loes permiten la formación de suelos de textura limosa, mientras que las areniscas (cuarzitas) heredan texturas arenosas. Las rocas ígneas claras como el granito, tienden a producir caolinita, mientras que las oscuras producen suelos de color rojo oscuro, con más bases y mayor *pH* que las rocas claras. Las cenizas volcánicas dan origen a suelos con baja densidad aparente y alta capacidad de retener aniones y humedad. Cuando los materiales que forman el suelo están estratificados, es factible encontrar secuencias debidas a cambios en su composición (Figura 19).

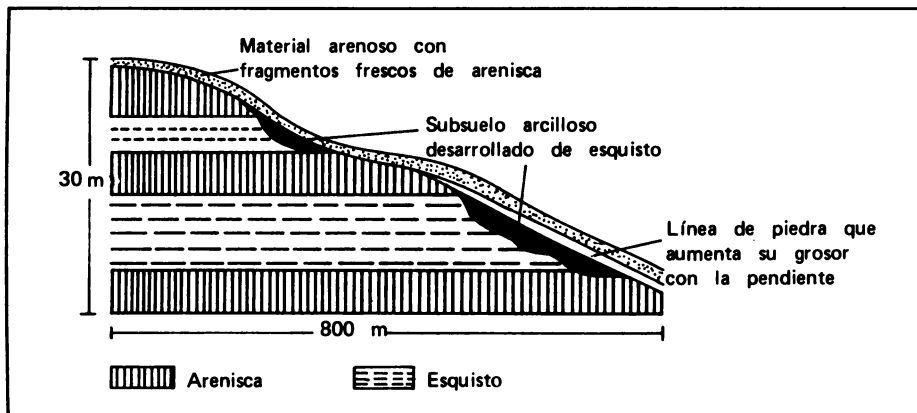


Figura 19. Litosecuencia de suelos sobre arenisca y esquistos. (Según Paton).

Clima

Por razones de estudio, el clima puede dividirse en *macroclima*, que trata las variaciones a nivel global (estratosfera y troposfera), y el *microclima*, que estudia aquellas de origen local (biosfera y pedosfera), dependientes del primero (Figura 20).

Dado que las variaciones del macroclima afectan regiones muy extensas (Figura 21), su interpretación edáfica fue la primera en considerarse. Como se indicará más adelante, en regiones de clima tropical se dijo que dominaba la laterización, en clima templado la podsolización y a los suelos en climas secos, se les llamó desérticos (35).

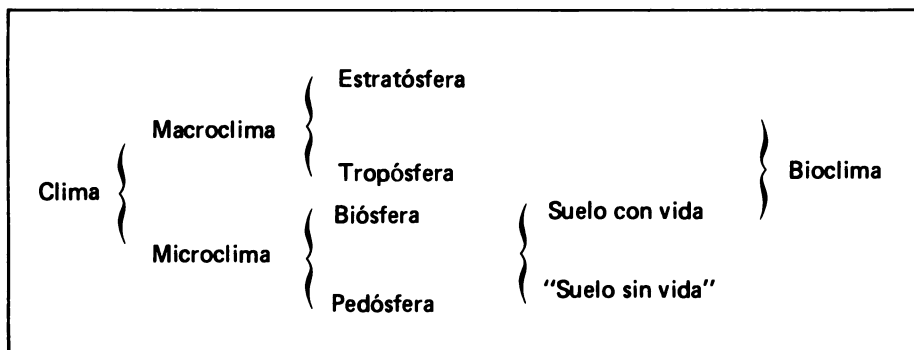


Figura 20. Tipos de clima con relación a la atmósfera y el suelo.

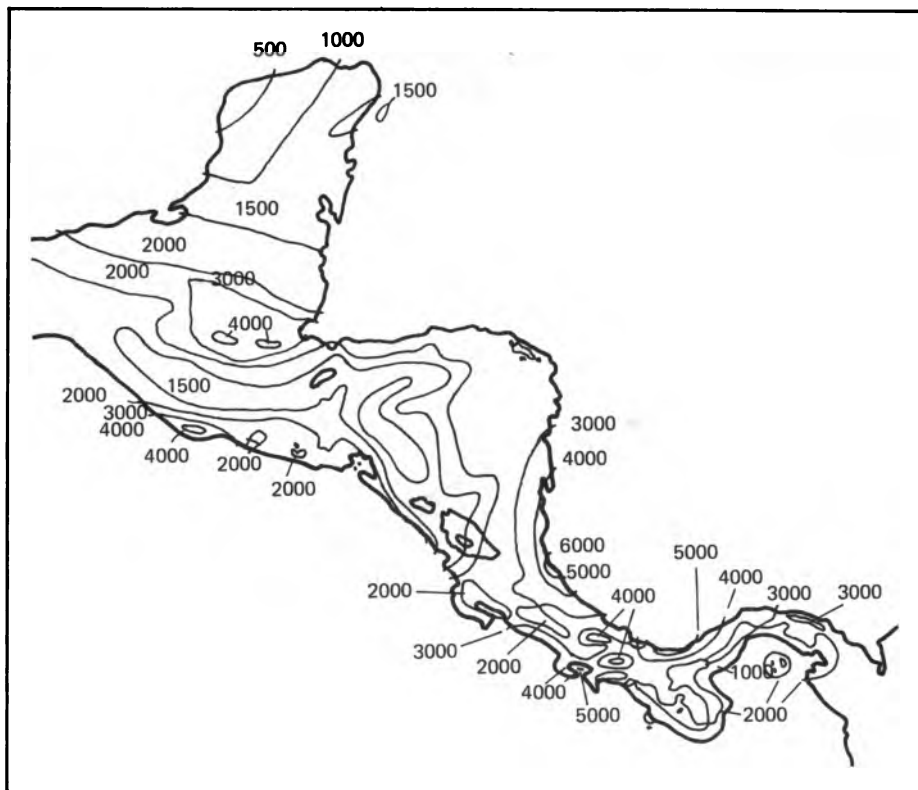


Figura 21. Precipitación media anual en América Central. (Tomado de Morín y Todor).

El clima afecta la meteorización directa e indirectamente. Los efectos indirectos se observan por las variaciones que causa el clima sobre la distribución de la vegetación, como se puede observar en el Cuadro 3.

En América Central se conoce que la caída del follaje y la floración de los árboles es mayor conforme la estación seca se alarga y causa una disminución de la densidad de epífitas (28). Las principales variaciones climáticas del área se pueden estudiar en el trabajo de Portig (46).

MACROCLIMA

Como regulador de clima del mundo, el macroclima domina los procesos formadores del suelo en la misma escala. El macroclima influye en la formación de suelos a través de tres subfactores: la temperatura, la humedad y el viento.

Efecto de la temperatura. Dentro de cierto ámbito y en presencia de agua, aumentos en la temperatura causan un incremento en la velocidad de reacción, aunque no conllevan a procesos diferentes. En términos generales, se conoce que los aumentos en la temperatura implican:

Cuadro 3. Clases climáticas que afectan la pedogénesis en los trópicos. (Tomado de Young).

Región bioclimática	Precipitación media anual mm	Meses secos (<60 mm) al año	Equivalente según Koppen*
Bosque pluvial	>1800	0-2	Af, Am
Bosque pluvial-sabana	1200-1800	2-6	Am
Sabana húmeda con dos veranos	900-1200	3-5	Aw''
Sabana húmeda	900-1200	5-7	Aw
Sabana seca	600-900	6-8	Cw a
Semiárido	250-600	8-10	BSh
Arido	<250	10-12	Bwh
Trópicos de altura	>600	0-6	Cwb Cwa

* Af = Tropical lluvioso sin verano; Am = Tropical lluvioso con verano corto.
Aw = Tropical lluvioso con verano largo; Cw = Montañas frías sin nieve;
BSh = Tropical seco.

- Mayor profundidad del suelo;
- Mayor lavado de bases (al favorecer la desintegración de las rocas);
- Menor relación SiO_2/Al_2O_3 , al acumularse el aluminio en regiones húmedas;
- Acumulación de sales en regiones áridas;
- Colores más rojos por acumulación de hierro en las regiones húmedas;
- Mayor mineralización de la materia orgánica, si la humedad no es limitante; y
- Mayor cantidad de arcillas.

Efecto de la humedad. La humedad se relaciona directamente con la precipitación, la cual afecta la formación del suelo en proporción a su *intensidad, duración y frecuencia*. En general, los aumentos en cualquiera de las tres variables mencionadas causan un incremento en la infiltración y la escorrentía, afectando así la formación de los suelos. Se dice que los aumentos en la humedad implican:

- Mayor cantidad de materia orgánica y nitrógeno;
- Mayor concentración de sales;
- Mayor o menor profundidad del horizonte de $CaCO_3$ (si existe);
- Mayor concentración de cuarzo;
- Reducción de la capacidad de intercambio catiónico (presencia de arcillas caoliniticas);
- Mayor acidez; y
- Mayor cantidad de arcilla.

Efecto del viento. Al igual que la lluvia, el viento influye en la formación de los suelos, de acuerdo a su intensidad, frecuencia y duración. Además, su dirección (dominancia en un sentido) puede acentuar su efecto, como ocurre con la deposición

de materiales piroclásticos en la América Central (36). El viento afecta la formación del suelo, ya que:

- Controla parcialmente la temperatura y la humedad;
- Causa erosión eólica; y
- Controla la deposición de materiales como loes y cenizas volcánicas (Figura 22).

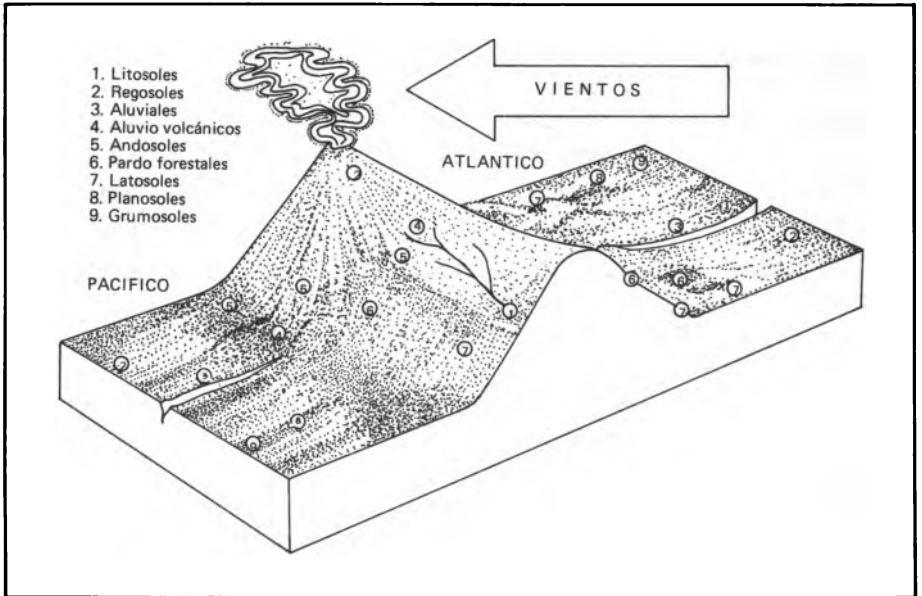


Figura 22. Disposición esquemática de los principales grandes grupos de suelos de Centro América. (Tomado de Martini).

MICROCLIMA

El microclima influye en la formación de los suelos, a través de los subfactores temperatura y humedad.

Influencia de la temperatura. La temperatura diaria del suelo es sumamente variable, en especial en los horizontes superiores. Esta variación afecta las características de estos horizontes, los cuales, a su vez, atenúan los cambios, de manera que en el subsuelo (50 cm de profundidad) la temperatura es casi constante; sin embargo, los cambios estacionales se notan aún a esta profundidad.

Si se conocen las temperaturas promedio de invierno (T_i), de verano (T_v) y anual (T_a), se pueden definir los ocho regímenes de temperatura del suelo para el mundo (50), de los cuales cuatro se aplican en los trópicos y se reconocen por el prefijo *ISO* (Cuadro 4), que indica una variación menor a 5°C entre los meses más calientes del año y los más fríos. Los diferentes regímenes se definen entonces en base a la temperatura media anual, cuya variación se correlaciona con los límites de crecimiento de los cultivos de importancia. En adición, estas variaciones coinciden en forma aproximada con los pisos altitudinales (48).

Cuadro 4. Regímenes de temperatura del suelo a 50 cm de profundidad. (Adaptado de Buring y Sánchez).

$T_{\bar{v}} - T_{\bar{i}} > 5^{\circ}\text{C}$	$T_{\bar{a}}$	$T_{\bar{a}} - T_{\bar{i}} < 5^{\circ}\text{C}$	Altitud aprox. msnm
Frígido	$< 8^{\circ}\text{C}$	Isofrígido	> 3000
Mésico	$8-15^{\circ}\text{C}$	Isomésico	1800-3000
Térmico	$15-22^{\circ}\text{C}$	Isotérmico	600-1800
Hipertérmico	$> 22^{\circ}\text{C}$	Isohipertérmico	< 600

$T_{\bar{v}}$, $T_{\bar{i}}$ y $T_{\bar{a}}$ = Temperaturas medias de verano, invierno y anual, respectivamente.

Influencia de la humedad. El régimen de humedad del suelo define sus propias características. Para poder diferenciar los suelos en forma cuantitativa se han definido varios regímenes de humedad dentro del perfil del suelo, de acuerdo a la presencia o ausencia de agua retenida a menos de 15 bares durante ciertos períodos del año, dentro de la *sección control* (Figura 23). La profundidad de esta sección varía según la textura del suelo (Figura 24). Los principales regímenes de humedad para zonas

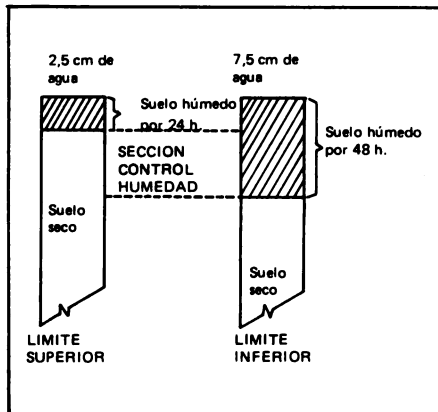


Figura 23. Límites superior e inferior de la sección control de humedad. (Tomado de Ikawa).

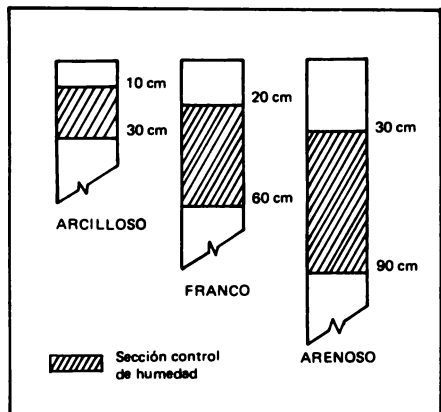


Figura 24. Profundidad aproximada de la sección control de humedad en suelos de diferente textura. (Tomado de Ikawa).

tropicales (Cuadro 5) se definen según el tiempo que el suelo permanece seco, húmedo o saturado. Hay que anotar que el régimen ácuico implica condiciones de reducción (falta de oxígeno). Los regímenes arídico y tórrico presentan las mismas características, pero se usan a niveles diferentes de clasificación. El régimen ústico se presenta en áreas de verano largo y el údico en aquellas de verano corto (51). La influencia del régimen de humedad en la mineralogía de los suelos se puede observar en la Figura 25.

Organismos

La relación íntima que existe entre clima-organismos-suelo, hace difícil analizar cada miembro como variable independiente. Los organismos (plantas y animales, incluido el hombre), se desarrollan bajo determinadas condiciones de clima y suelo

Cuadro 5. Requisitos de los regímenes de humedad del suelo en regiones tropicales.

Régimen de humedad	Suelo seco	Suelo húmedo	Suelo saturado
	Días/año		
Perácuico	nunca	siempre	siempre
Acuico	variable	variable	alguna parte del año
Perúdico	nunca	siempre	muy pocos
Udico	90*	variable	muy pocos
Ustico	90*	180* o 90**	nunca
Arídico y Tórrico	180*	90 *	nunca
Xérico	45** después del verano	45** después del invierno	nunca

* Días acumulativos.

** Días consecutivos.

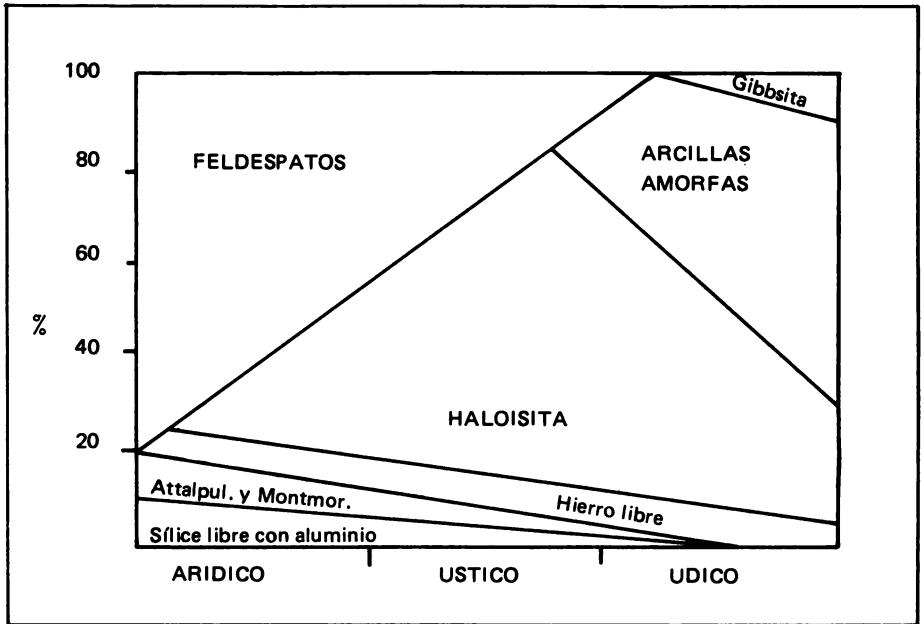


Figura 25. Mineralogía en suelos derivados de cenizas volcánicas de Ecuador, con relación al microclima. (Tomado de Maldonado).

(Figs. 21 y 26), pero al mismo tiempo influyen sobre ellos modificándolos, de manera que los favorezca.

En general, y como una ley de la biología del suelo, cuanto más pequeños son los organismos mayor es su número, más específica su función y mayor su influencia sobre las propiedades del suelo (59).

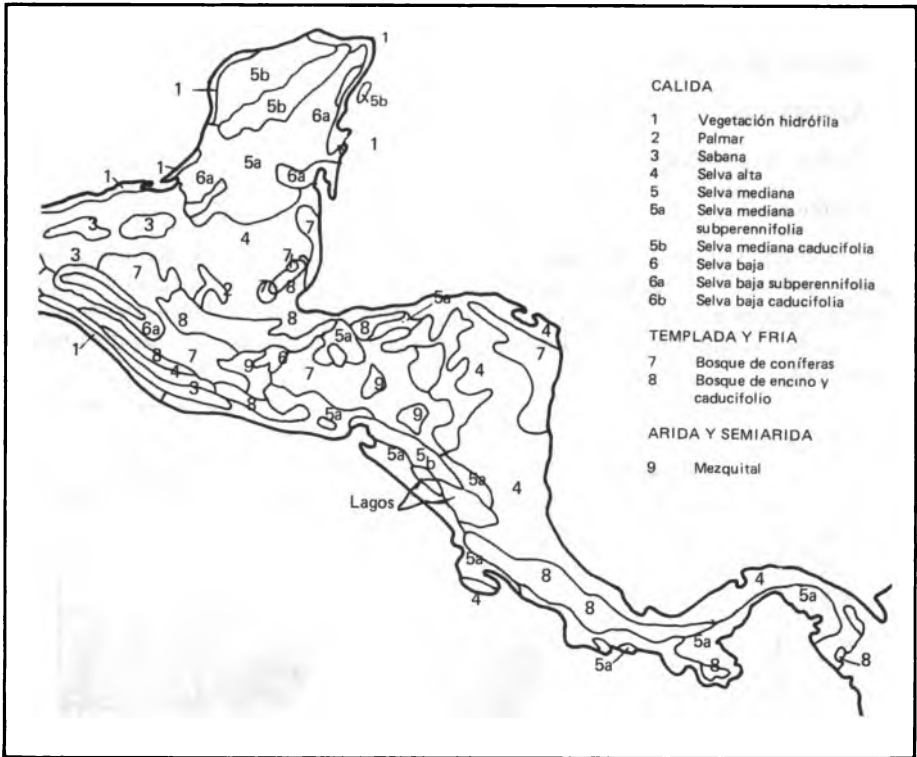


Figura 26. Distribución de amplios tipos de vegetación en Centro América. (Adaptado de FAO-UNESCO).

EFEECTO DE LA VEGETACION

Las plantas reducen el poder erosivo de la lluvia al interceptarla con su follaje y al reducir la velocidad del agua de escorrentía por la trama de las raíces. En este sentido, las plantas favorecen la formación de suelo, aunque a veces causan el efecto contrario; las raíces reducen el tamaño de las rocas y por lo tanto, las hace más fáciles de meteorizar. Según Birot (6) una raíz de 10 cm de diámetro y 1 m de longitud es capaz de elevar un bloque de cuatro toneladas, creando tensiones en las rocas, las cuales acaban por desintegrarse.

Formas vegetales como hongos, algas y líquenes, crecen sobre la roca desnuda y extraen de ellas, mediante procesos bioquímicos, elementos que otras plantas no pueden absorber; las diatómeas por ejemplo, requieren sílica para su esqueleto y son capaces de alterar los silicatos (26). De esta manera, las plantas más simples meteorizan los primeros centímetros de suelo, preparando el terreno para las plantas superiores. Las plantas inferiores juegan un papel preponderante en la descomposición de los tejidos de plantas superiores —lo mismo que en sus relaciones simbióticas o de otro tipo— lo cual afecta la formación del suelo.

En general, las plantas afectan la evolución del suelo, porque:

- Producen un microclima especial.
- Incrementan la infiltración.

- Aportan materia orgánica.
- Reducen la erosión.
- Aportan (reciclan) nutrientes.
- Producen quelatos.
- Producen CO_2

Los diferentes tipos de vegetación afectan la formación del suelo de distinta manera para producir las biosecuencias (Figura 27), dado que la cantidad y el tipo de materia orgánica que se deposita es de composición diferente (Cuadro 6); igualmente se afecta la producción de ácidos orgánicos del suelo, de acuerdo a su distribución (Figura 28).

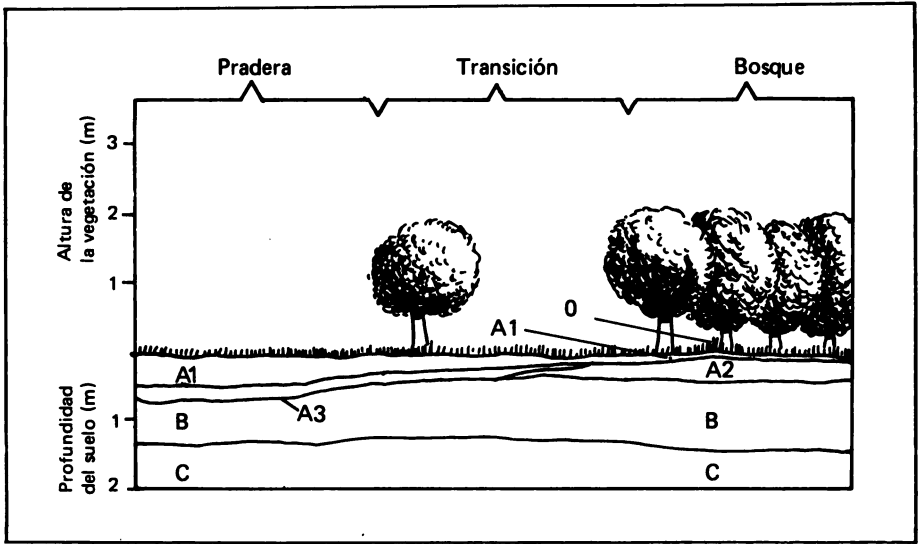


Figura 27. Efecto de la vegetación sobre la formación del suelo. (Adaptado de Buol *et al.*).

Cuadro 6. Composición química del material vegetal y el humus en áreas de pradera y bosque. (Adaptado de Hardy).

Variable	Celulosa y hemicelulosa	Grasa, cera y resina	Proteína	Lignina	Prod. mat. t/ha/año
Bosque húmedo	50	8	10	32	112,5 - 225
Sabana boscosa húmeda	72	5	3	20	33
Humus de bosque	15	2	35	48	-
Humus de pradera	12	3	45	40	-

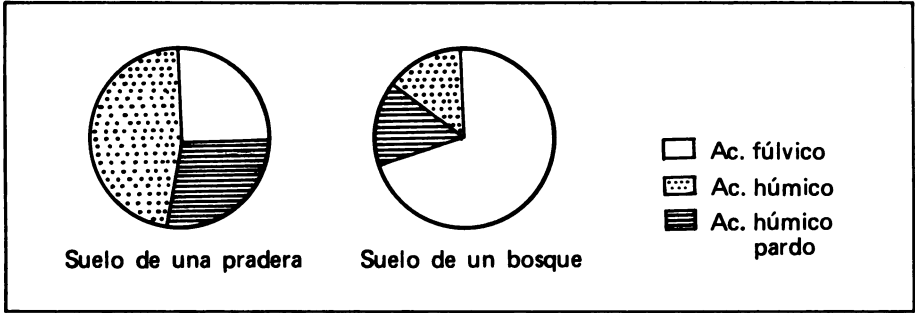


Figura 28. Relación ácidos húmicos/ácidos fúlvicos en suelos de pradera y bosque. (Tomado de Stevenson).

Las variaciones en el tipo de componentes de un ecosistema, hacen que los suelos difieran en sus propiedades. Los árboles que producen humus tipo "mull" (ver Cuadro 11, página 44) causan una movilización biológica que enriquece el suelo con *Ca* y *Mg*, mientras que aquellos que producen humus tipo "moder", provocan pérdidas de *Ca*, *Fe*, *Al* y *Mn* por movilización química, como se puede observar en la Figura 29.

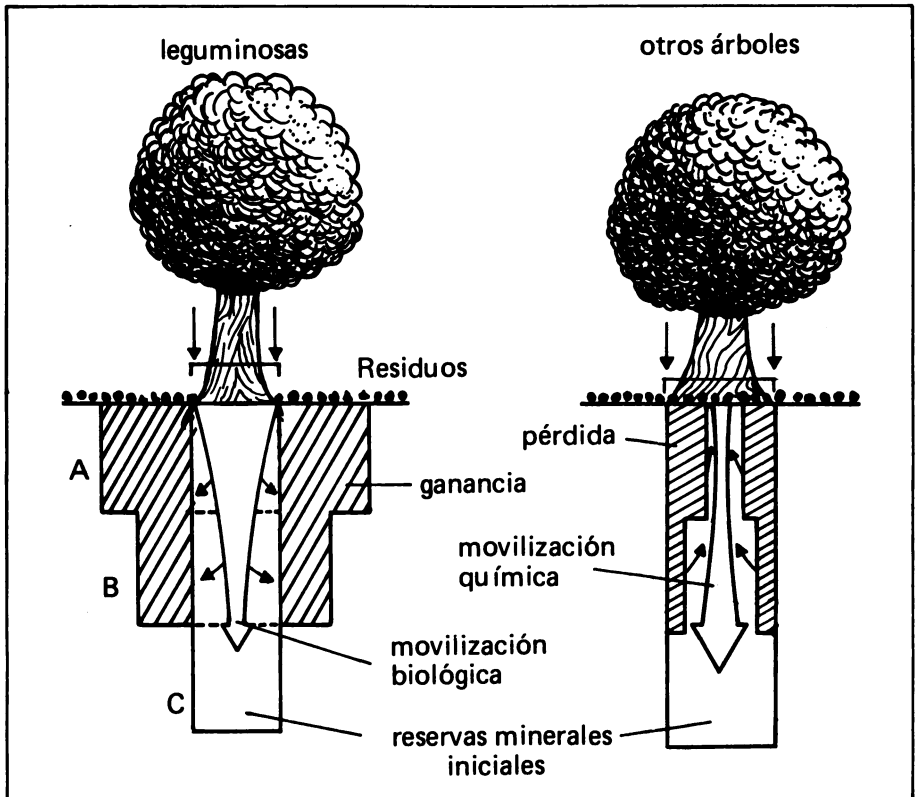


Figura 29. Efecto de diferentes tipos de árbol en la formación de suelos. (Adaptado de Duchaufour).

En los bosques tropicales húmedos las propiedades del agua de lluvia se afectan de acuerdo al tipo de árboles que los componen y la solución que pasa por el sistema tiene características diferentes, dependiendo de la zona del ecosistema que se estudia (Cuadro 7); esto varía la génesis del suelo.

Cuadro 7. Características químicas de muestras de agua en La Selva, Costa Rica. (Tomado de McColl).

Componentes del agua	Ca	Mg	Na	K	Fe	H	pH	Conduc-tividad (µAnhos/cm)
	meq/litro							
Lluvia	0,008	0,010	0,020	0,006	0,001	0,002	5,8	5,0
Agua del follaje	0,013	0,007	0,017	0,002	-	0,001	5,9	6,0
Agua tallo <i>Inga</i>	0,025	0,007	0,015	0,042	0,011	0,316	3,5	164,3
Agua tallo <i>Pentaclethra</i>	0,055	0,004	0,039	0,059	0,016	0,079	4,1	53,0
Residuos del suelo	0,064	0,091	0,027	0,027	0,021	0,001	6,0	19,6
Suelo 8 cm	0,124	0,193	0,030	0,022	0,008	0,001	5,9	32,9
Drenaje	0,038	0,023	0,070	0,011	0,021	0,000	6,5	11,9

En las zonas en que los árboles tienden a caerse, es importante su efecto al mezclar el suelo. Cada árbol puede tener de tres a cuatro metros de diámetro en las raíces (muela), que alcanzan un grosor de 20 a 40 cm; por lo tanto, los árboles al caer, remueven enormes cantidades de suelo (44).

EFECTO DE LOS ANIMALES

La importancia de los animales en la formación del suelo puede notarse en su efecto en el control de la cobertura vegetal y en su efecto sobre el suelo en sí mismo. En general, los animales grandes reducen de tamaño los desechos vegetales para que los pequeños puedan ejercer su acción en forma más eficiente. Sin embargo, todos los animales —grandes o pequeños— influyen sobre los dos tipos de efecto mencionados.

Control de la cobertura del suelo. El sobrepastoreo reduce la cubierta vegetal, lo cual facilita la remoción de material edáfico. Desde épocas remotas se conoce el efecto del sobrepastoreo de cabras y recientemente se ha mencionado el de vacunos y el de elefantes en Zambia (21).

Las termitas y las hormigas remueven enormes cantidades de follaje, causando problemas, sobre todo en zonas semiáridas. En estas regiones la vegetación arbustiva llega a crecer en parches sobre los termiteros y hormigueros, controlando así su dispersión.

Efecto sobre el suelo. La acción de algunos animales como los artrópodos, es importante, no sólo dentro del suelo, sino en la descomposición de los residuos vegetales que caen al mismo. Los efectos de los arácnidos y de los insectos son los más variados e importantes. En el Cuadro 8 se puede observar cómo los animales afectan la capa arable con diferente intensidad, unos en forma más eficientes que otros. Se aprecia el impacto de las lombrices y las hormigas, que superan en mucho a las termitas; pero estas son varias veces más eficientes que otros animales como los cangrejos (56), cuya influencia es acentuada en terrenos costeros. Las lombrices no sólo mezclan el material, sino que mejoran su aireación y estructura. Algunos autores indican que las lombrices también seleccionan el material, acumulando partículas menores de 2 mm de diámetro; en este aspecto, las hormigas y las termitas son muy eficientes, por cuanto acumulan arcilla si el suelo es arenoso, o viceversa.

Cuadro 8. Tiempo requerido por diferentes animales para mezclar una hectárea de terreno (30 cm).

Animal	Tiempo (años)	Referencia
Lombrices	60	Evans (15)
Hormigas	700	Baxter y Hole (2)
Termitas	12.000	Nye (41)

Las hormigas (Figura 30) invierten el proceso de translocación vertical de elementos y aumentan el *pH* y el contenido de materia orgánica del suelo (1).

Los mamíferos, especialmente los roedores, alteran grandes cantidades de suelo al hacer sus madrigueras. Las ratas (*Ratus* spp) y las taltuzas (*Geomys* spp.) son de particular importancia en Costa Rica, donde son consideradas plagas de los cultivos.

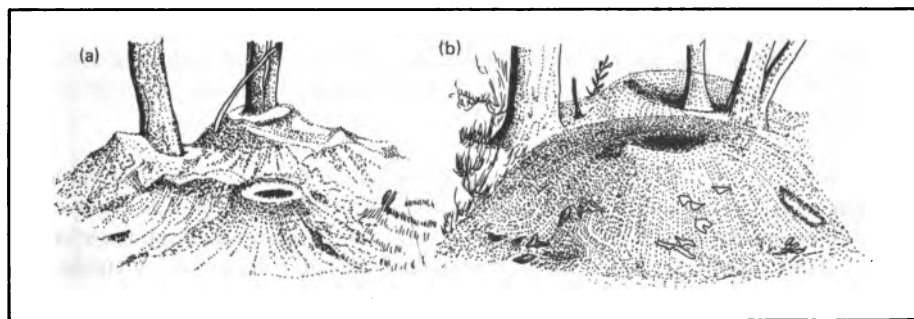


Figura 30. Aspecto exterior de un hormiguero de (a) *Atta sexdens* L. y (b) *A. cephalotes* L. (Adaptado de Bierig).

EFFECTO DEL HOMBRE

Estudios de polen de *Ulmus* sp indican que desde el Mesolítico y el Neolítico (hace 5000 a 10.000 años) el hombre ha alterado la cubierta vegetal y por ende la formación del suelo (10). Se estima que una de las causas de la desaparición de la

Cultura Maya en América Central (600 A.C. a 900 D.C.) fue la erosión del suelo causada por labores de labranza, como la quema y la roza, las terrazas, los drenajes y los canales de irrigación (42). En los trópicos africanos, el impacto del hombre se nota en el paso del bosque deciduo estacional a las sabanas, quemadas debido a la deforestación (57).

Con el adelanto de la técnica agrícola, los efectos de la acción del hombre en la génesis del suelo son cada vez más marcados; se ha cambiado el medio ambiente (deforestación y riego) y el suelo en sí mismo (aplicación de abonos, pesticidas y residuos de varias clases).

La influencia humana es tan profunda, que dos de los horizontes superiores del suelo (epipedones) se definen de acuerdo a las labores agrícolas: los horizontes de plaggen y antrópico; lo mismo sucede en el subsuelo con el horizonte ágrico (51).

Se ha propuesto crear en la taxonomía, los subgrupos de suelos *Scalpic* (superficies cortadas con tractor), *Urbic* (con influencia de desechos sanitarios), *Garbic* (formados de desechos de basuras) y *Spolic* (derivados de residuos de minas) para diferenciar grandes áreas de suelos en el mundo afectadas por el hombre (16).

Relieve

El relieve lo forman las diferencias de nivel en la superficie terrestre, consideradas colectivamente. Este factor afecta la formación del suelo a través de su *aspecto* u orientación respecto al norte, que influye sobre la recepción de energía solar (congelamiento y descongelamiento), su *pendiente* o grado de inclinación, que afecta su forma y longitud, y su *elevación* o altura sobre el nivel del mar.

El *relieve es normal* si hay cierta pendiente que permita una escurrentía media, es *subnormal* si es casi plano y tiene poca escurrentía, *excesivo* si la pendiente es muy pronunciada (montañas) y *plano-cóncavo*, si es plano con algunas depresiones. Cada tipo de relieve afecta la génesis del suelo de manera diferente, dependiendo no solo de su forma, sino también de la escala en que se le considere. La Figura 31, presenta una forma de expresar el relieve a nivel regional, en función de las unidades morfoestructónicas de América Central.

Desde el punto de vista edáfico, el relieve afecta en forma indirecta, al hacer variar el clima y la hidrología, y directa cuando interfiere con las propiedades del suelo por sí mismas.

Efecto indirecto del relieve. En la Figura 32 se puede observar como, al variar la elevación, cambian las condiciones climáticas y por lo tanto los tipos de vegetación. Estas diferencias producen suelos disímiles a partir de un mismo material parental. Si bien el efecto apuntado de la elevación en la formación de suelos es típico, los cambios orgánicos que operan en el tiempo pueden variarlo, lo que explica el por qué de algunos suelos en posiciones geomórficas actuales, en las que su formación es dudosa o imposible.

El relieve afecta la hidrología y por tanto las propiedades del suelo; también se conoce su efecto sobre el nivel freático en áreas de poco relieve (Figura 33), así como su acción sobre el movimiento lateral del agua en el paisaje. En este sentido, también afecta la manera como el material en suspensión arrastrado por las corrientes de agua o las partículas transportadas sobre el límite plástico, son depositados, por ejemplo, en pies de monte y otros, como puede observarse en la Figura 34.



Figura 31. Unidades morfoestructónicas de América Central. (Adaptado de Dengo y Morín, y Todor).

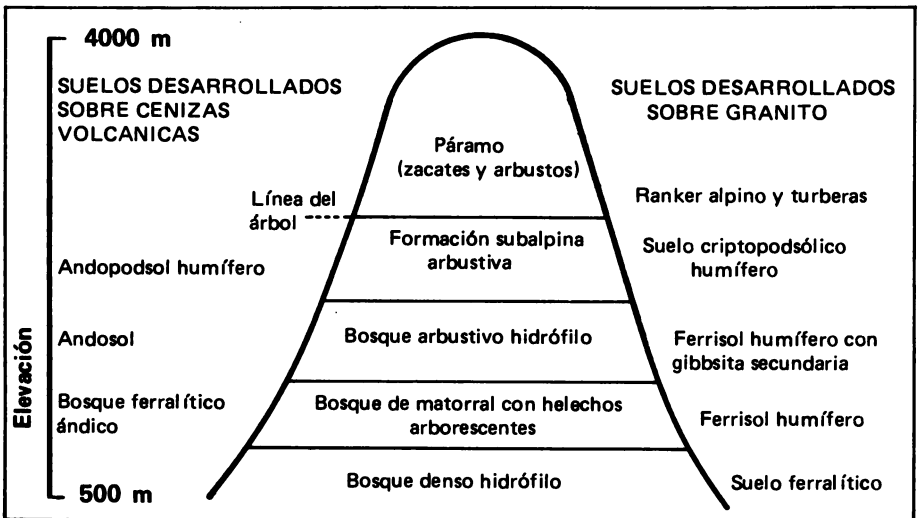


Figura 32. Efecto del relieve sobre la vegetación y la formación de suelos en Colombia. (Tomado de Duchaufour).

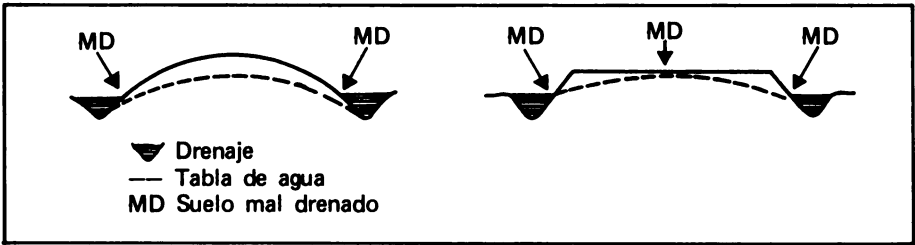


Figura 33. Influencia del relieve en el drenaje de suelos de áreas poco inclinadas. (Adaptado de Buol *et al.*).

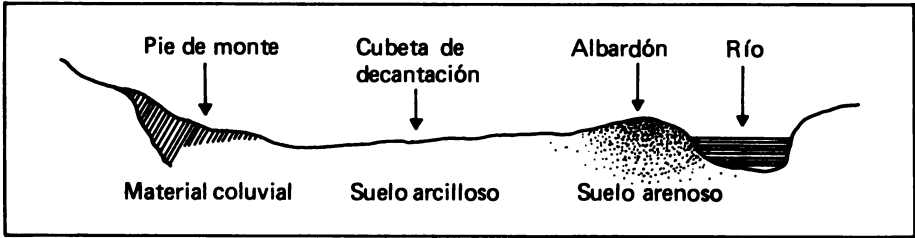


Figura 34. Efecto del relieve en la distribución de materiales de diferentes tamaños.

Efecto directo del relieve. El movimiento lateral del agua afecta varias propiedades edáficas, como la profundidad del solum (Figura 35) y el movimiento y deposición de iones solubles (Figura 36), fenómeno relacionado en muchos casos con la posición que ocupan las lateritas (55). El relieve produce, también, variaciones en el *pH* debido a la migración de sales, que tienden a acumularse en las depresiones; también es responsable de los colores grises en las zonas mal drenadas (depresiones), al reducir el hierro. Aquí, además, el relieve provoca cambios en la mineralogía de las arcillas, como puede notarse en la Figura 37.

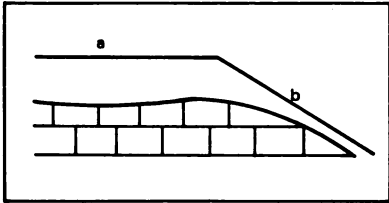


Figura 35. Efecto del relieve sobre la profundidad del solum. (a) Suelo profundo; (b) Suelo poco profundo.

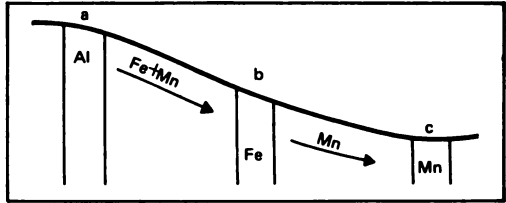


Figura 36. Efecto del relieve en el movimiento de Al, Fe y Mn. (a) Parte alta; (b) Pendiente; (c) Fondo de valle. (Tomado de Hamilton).

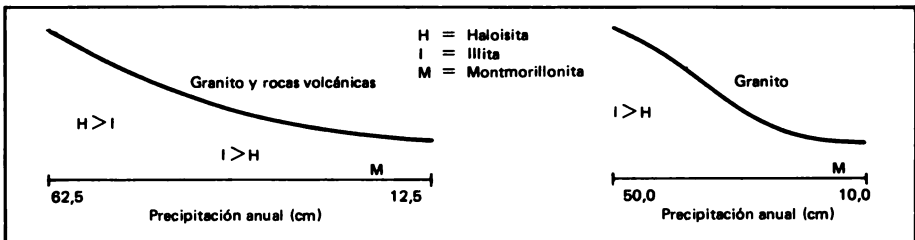


Figura 37. Mineralogía de suelos de acuerdo al relieve y el clima en suelos sobre granito y rocas volcánicas, y sobre granito. (Tomado de Birkeland y Janda).

Tiempo

La intensidad con que uno o varios agentes formadores de suelos actúan sobre un determinado material, depende del factor tiempo. Bajo el clima más severo, una roca no forma un suelo a no ser después de cierto período de tiempo. Por ejemplo, las lavas recientes no tienen un suelo desarrollado, mientras que las lavas viejas sí lo tienen.

Dado que los materiales han estado sometidos a diferentes tipos de clima, a menudo hay que referirse a escalas geológicas del tiempo (Cuadro 9). Deno (11) separa la parte norte —septentrional— de América Central, de la parte meridional —Costa Rica y Panamá— con base en historia tectónica. La zona septentrional tiene un basamento Paleozoico cubierto en grandes zonas por sedimentos Mesozoicos del Cretácico, mientras que el área meridional tiene un basamento Cretácico, sepultado por sedimentos del Terciario y Cuaternario. La línea divisoria de las dos regiones es la fosa Mesoamericana, conformada por el Golfo de Fonseca y los Lagos de Managua y Nicaragua.

Cuadro 9. Escala geológica del tiempo.

ERA	Periodo	Epoca	Duración aprox. millones años	Edad relativa	Formas de vida
CENOZOICO	Cuaternario	Reciente (Holoceno) Pleistoceno	1	2	Aparición y dominio del hombre
	Terciario superior	Plioceno Mioceno	65		Plantas y animales modernos
	Terciario inferior	Oligoceno Eoceno Paleoceno			Desarrollo acelerado de los mamíferos, insectos y plantas modernas.
MESOZOICO	Cretácico superior		75	5	Mamíferos primitivos, últimos dinosaurios.
	Cretácico inferior				Desarrollo de plantas con flores
	Jurásico		45		Primeras aves y mamíferos Diversificación de dinosaurios Coníferas
	Triásico		45		Desarrollo de dinosaurios Peces con huevos
PALEOZOICO	Pérmico		45	9	
	Carbónico		75		
	Devónico		50		
	Silúrico		20		
	Ordovícico		70		
	Cámbrico		50		

Las diferencias en tiempo de exposición no necesariamente conducen a tener suelos más evolucionados, pues el desarrollo del perfil obedece a su velocidad de formación y de denudación. Sin embargo, los suelos más desarrollados de la América del Sur se encuentran sobre los Escudos Brasileño y Guayanés (60), que son del Precámbrico.

Son varias las formas de estimar la relación suelo-tiempo, a saber: a) alteración de estructuras de edad conocida (construcciones, tumbas, etc.), b) investigaciones de laboratorio (C^{14} , K/Ar , Ch/Cf , SiO_2/R_2O_3), c) grado relativo de desarrollo del perfil ($C \longrightarrow AC \longrightarrow A(B)C \longrightarrow ABC$) y d) estimaciones de formación a partir de eventos catastróficos —cenizas volcánicas, inundaciones y otros. En todos los casos la información es de alcance limitado.

La velocidad de formación del suelo es muy relativa; existen datos que indican requerimientos que varían de 1.7 a 750 años para formar un centímetro de suelo. Estas variaciones son factibles si se piensa en la enorme fluctuación de los materiales parentales y su resistencia a la meteorización. En el caso de las cenizas volcánicas, como el material es de tamaño pequeño y con mucha superficie de exposición, la génesis es rápida, como se observa en la Figura 38.

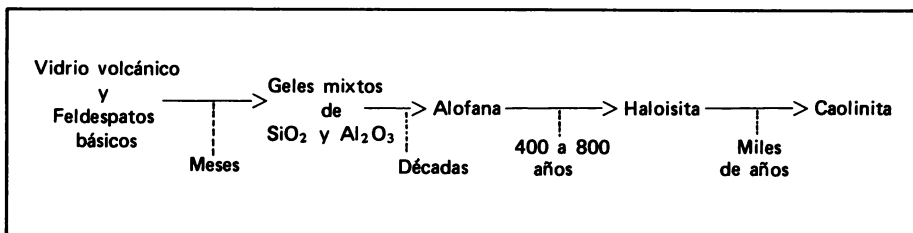


Figura 38. Tiempo de formación de arcillas en suelos derivados de cenizas volcánicas. (Tomado de Fieldes).

Duchaufour (14) menciona que la formación del horizonte *A* es mucho más rápida que la de los horizontes *B* y *C*, factor que se debe considerar al estimar la edad del suelo. Sin embargo, en suelos orgánicos de origen aluvial o derivados de cenizas volcánicas, los horizontes subyacentes son más viejos y evolucionados que el horizonte *A*, debido a la continua deposición de materiales recientes sobre los horizontes en proceso evolutivo.

Existen suelos formados hace mucho tiempo en condiciones quizá diferentes a las actuales y conocidos como paleosoles o suelos muy viejos, los que pueden ser: *fósiles* o enterrados, *relictos* o nunca enterrados, y *exhumados* o desenterrados (59), como se observa en la Figura 39. Este fenómeno es policíclico en algunos casos, sobretodo en áreas de vulcanismo activo.

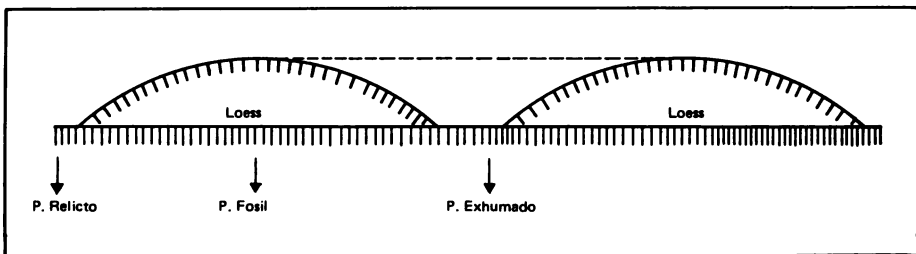


Figura 39. Clasificación de paleosoles, de acuerdo a su posición estratigráfica actual.

Neoformación

Diferenciación edáfica

Como resultado de los procesos de formación y sus factores, en los suelos se producen pérdidas, adiciones, translocaciones y transformaciones de materiales. Las pérdidas y adiciones ocurren tanto en solución (Figura 36) como en suspensión (Figura 34) y se refieren a los movimientos que producen dos tipos de suelos, uno que pierde y otro que gana el material que se transporta. Las translocaciones son movimientos restringidos dentro del mismo perfil y pueden ocurrir en solución o en suspensión. Las transformaciones suceden en un mismo horizonte del perfil y se refieren a los cambios de forma de una sustancia.

Pérdidas y adiciones. La lixiviación es el proceso por el cual se lavan los materiales solubles del solum, causando el enriquecimiento o adición de estos materiales, por lo general en las posiciones geomórficas depresionales. Cuando el proceso de pérdida y adición ocurre en forma de suspensión, se conoce como erosión y acumulación. Este mecanismo es responsable de que en algunas ocasiones la velocidad de formación del suelo sea menor que la de su denudación (Figura 35). La acumulación de residuos orgánicos (“littering”) es otro caso particular de adición, especialmente en bosques. En estas condiciones se pueden producir los suelos colgantes (“hanging soils”), que son acumulaciones de residuos entre las ramas de los árboles, sobre los cuales crecen varios tipos de plantas (59). Si la deposición ocurre en el piso del bosque y se produce en gran cantidad debido a condiciones de reducción, el proceso se llama *paludización* y conduce a la formación de suelos orgánicos.

Translocaciones. Los procesos más conocidos son la eluviación y la iluviación, fenómenos que consisten en el paso de sustancias de un horizonte (eliviado) a otro (iluviado). Así se forman los horizontes *A2* y el *B2t* en los suelos. Este mecanismo ocurre tanto en sentido descendente —cuando la precipitación es mayor que la evapotranspiración— como en sentido ascendente.

Cuando la precipitación es menor que la evapotranspiración, dominan ciertos procesos. La calcificación o acumulación de CaCO_3 es un caso particular de iluviación ($\text{CaHCO}_3 \xrightarrow{\quad} \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_4 + \text{CaCO}_3$), mientras que la descalcificación lo es de eluviación. Una situación similar ocurre cuando se mueven sales solubles (salinización y desalinización) como sulfatos y cloruros de calcio, magnesio y potasio o la alcalización (solonización) y desalcalización (desolonización), si se translocan sales solubles de sodio (Figura 40).

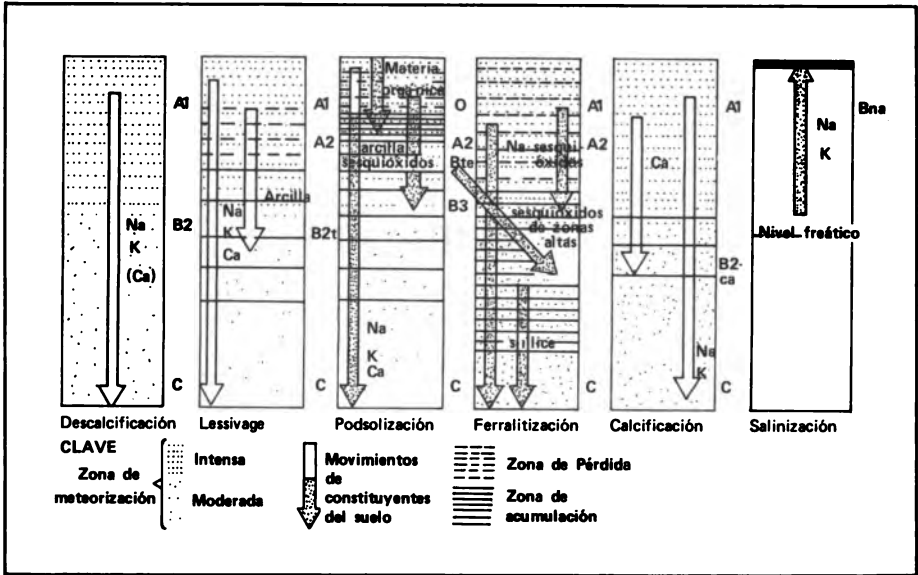


Figura 40. Movimiento de constituyentes del suelo en los principales procesos de formación. (Tomado de Knapp).

Si la precipitación es mayor que la evapotranspiración, otra serie de procesos son dominantes. La *laterización* (desilicación, ferralización, ferritización y alitización) es el proceso más común en los trópicos húmedos y consiste en la translocación del sílice con la acumulación de hierro y aluminio. El fenómeno inverso se conoce como *podsolización* (silicación), en el cual ocurre una translocación de hierro y aluminio, con acumulación de sílice, principalmente a través de la complexólisis.

Bajo las mismas condiciones climáticas de la laterización, a menudo se presenta la migración en suspensión de arcilla, fenómeno conocido como "lesivage". En algunas zonas depresionales este mecanismo no funciona debido a la mezcla biológica y física de materiales de los horizontes superiores e inferiores, fenómeno llamado *pedoturbación*, el cual es importante cuando domina la montmorillonita.

Transformaciones. El proceso más general puede describirse como la descomposición de materiales, minerales u orgánicos y la *síntesis* o formación de nuevas partículas. Con compuestos orgánicos ocurre la mineralización o descomposición de la materia orgánica y la humificación: transformación de deshechos orgánicos a humus.

Un caso particular con residuos orgánicos es la maduración ("ripening"), es decir, los cambios biológicos, químicos y físicos que experimentan los suelos orgánicos cuando se drenan. El proceso de humificación a menudo favorece la formación de sustancias oscuras en los suelos minerales y al resultado se le conoce como *melanización*, fenómeno opuesto a la *leucinización* causada por la desaparición de dichas sustancias.

Las variaciones en las formas de óxidos de hierro conducen a la *rubifacción* o formación de colores pardos y rojos en el suelo, por liberación de hierro de minerales primarios, mientras que bajo condiciones anaeróbicas se produce una matriz gris azulada, con o sin motas amarillas, rojas o negras, fenómeno conocido como *gleización*.

Sistemas coloidales

La parte sólida coloidal del suelo está formada por compuestos cristalinos y amorfos que pueden separarse en orgánicos, óxidos e hidróxidos y arcillas. La división es arbitraria, pues la interacción entre estas fases es más común que las fases por sí mismas. Dado que su estudio es más fácil por separado, cada fase se tratará en forma breve como tal, señalando que estos compuestos son de vida más o menos efímera y son el resultado de los procesos dominantes en una región determinada.

Las características de los coloides modifican el sistema en que se encuentran (Figura 41), ya que entre más pequeñas sean las partículas, mayor es su influencia en las propiedades del suelo, tales como su plasticidad, la capacidad de intercambio de cationes (CIC), la adsorción de elementos, el área superficial, etc.

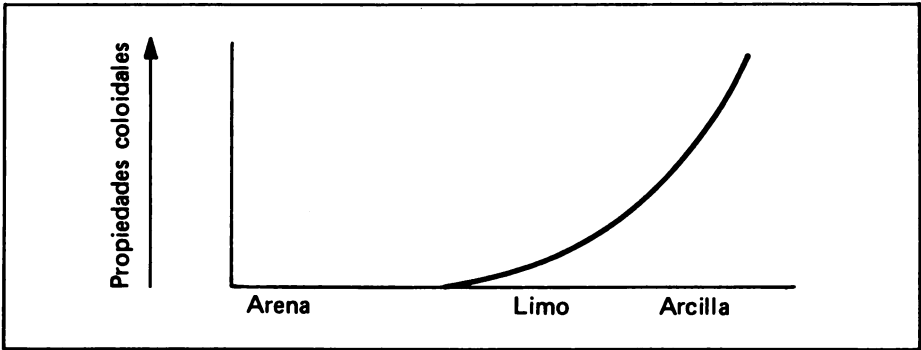
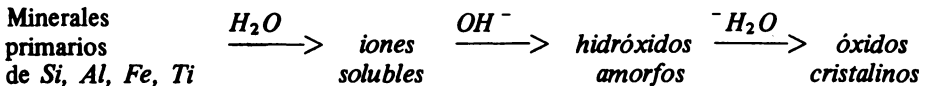


Figura 41. Efecto del tamaño de las partículas en las propiedades coloidales del suelo.

Arcillas. Los requerimientos para la formación de diferentes arcillas son distintos (32). Las arcillas tipo 2:1 requieren para su formación una concentración relativamente alta de sílice y, por lo general, de magnesio. Las *montmorillonitas* (Figura 42) son inestables bajo condiciones de alta concentración de iones hidronio y se autoprotegen al impedir un drenaje libre cuando se expanden (época lluviosa), con lo que tienden a producir acumulación de sales en el sistema. Es frecuente encontrar concreciones de calcio en condiciones que favorecen la síntesis de montmorillonita. Las arcillas tipo 1:1 requieren para su formación, concentraciones relativamente iguales de sílice y aluminio, y un *pH* bajo. La síntesis de *caolinita* (Figura 43) se facilita si el material es un filosilicato; y si es de feldspatos, se favorece la formación de *halosita*. Las arcillas amorfas como la *alofana* se forman a partir de cenizas volcánicas, con soluciones de *pH* medio o alto y en condiciones de adecuada humedad. En el Cuadro 10 se presenta la composición cualitativa y los requerimientos de formación de las arcillas más importantes.

Oxidos e hidróxidos. Los principales óxidos e hidróxidos del suelo son de sílice, hierro y aluminio, aunque el titanio y el manganeso pueden ser de importancia en algunos casos. El siguiente esquema muestra el paso de minerales primarios a óxidos amorfos, para producir óxidos cristalinos.



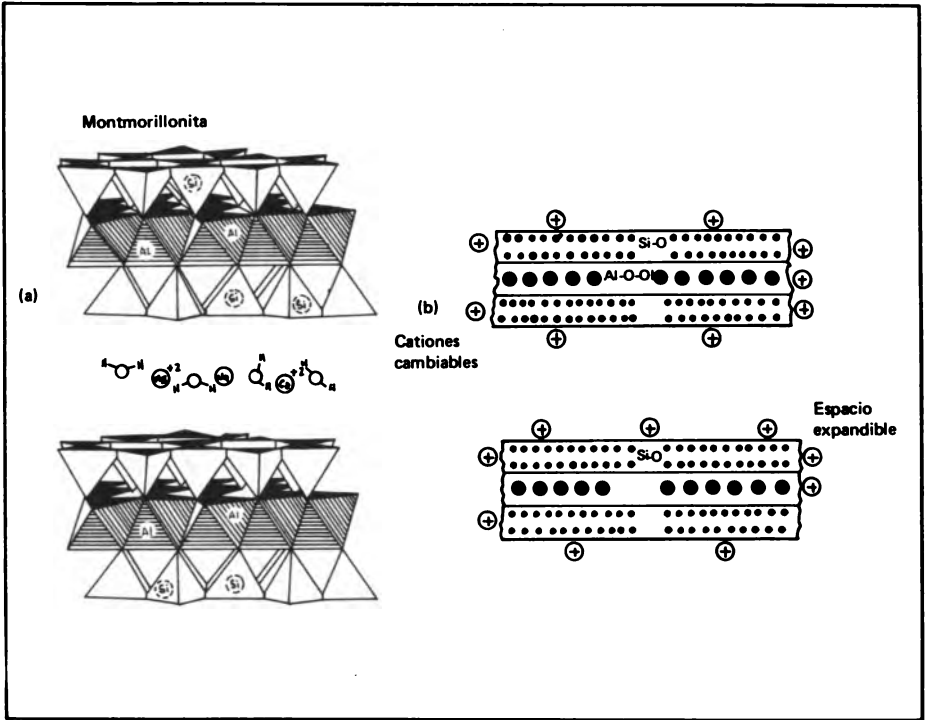


Figura 42. Montmorillonita. (a) Esquema tridimensional. (b) Esquema dimensional. (Tomado de Donahue *et al.*).

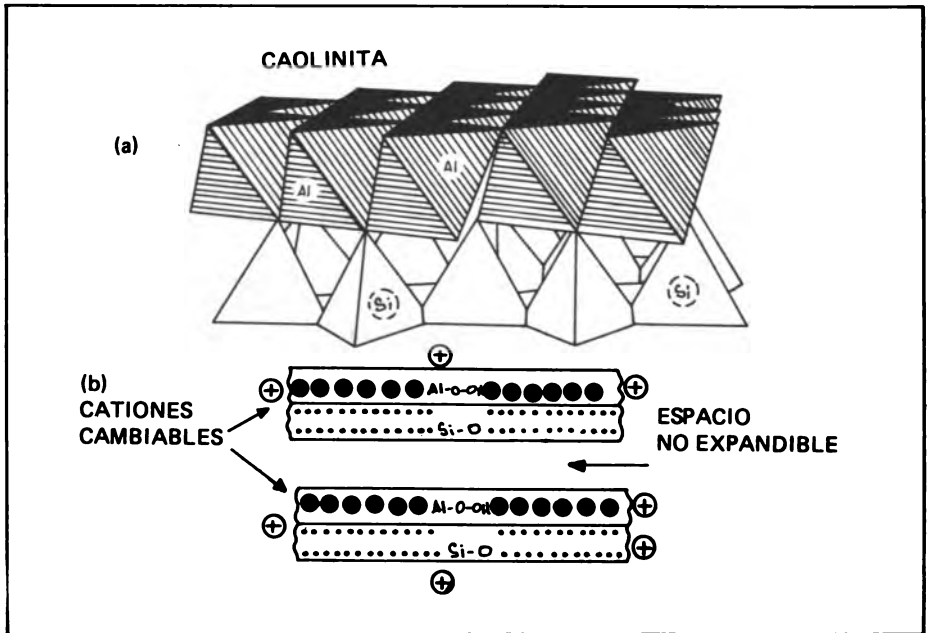


Figura 43. Caolinita: (a) estructura tridimensional. (b) Estructura dimensional. (Tomado de Donahue *et al.*).

Cuadro 10. Arcillas más importantes del suelo; su capacidad de expansión en el agua y el medio ambiente en que dominan. (Tomado de Donahue *et al.*).

Grupo de arcilla (elementos constitutivos)	Expansión en húmedo	Ambiente en que son dominantes
Montmorillonita (O, Si, Al)	Alta	Regiones áridas a húmedas, con lavado restringido.
Illita (O, Si, Al, K)	Baja	Áreas subhúmedas y frías; micas como material parental.
Vermiculita (O, Si, Al, Mg)	Alta	Zonas subhúmedas a húmedas, con micas como material parental
Clorita (O, Si, Al, K, Mg, Fe)	Ninguna	Arcillas formadas previamente en sedimentos marinos.
Caolinita (O, Al, Si)	Casi ninguna	Suelos lavados de regiones húmedas, de cálido a caliente.
Sesquióxidos (O, Fe, Al)	Ninguna	Suelos muy lavados de zonas húmedas y calientes.
Amorfos (O, Al, Si)	Ninguna	Cenizas volcánicas de rápida meteorización.

La Figura 44 muestra la relación entre los principales óxidos e hidróxidos del suelo, los cuales son importantes dada su capacidad anfotérica, que puede enmascarar la mineralogía de arcillas del suelo.

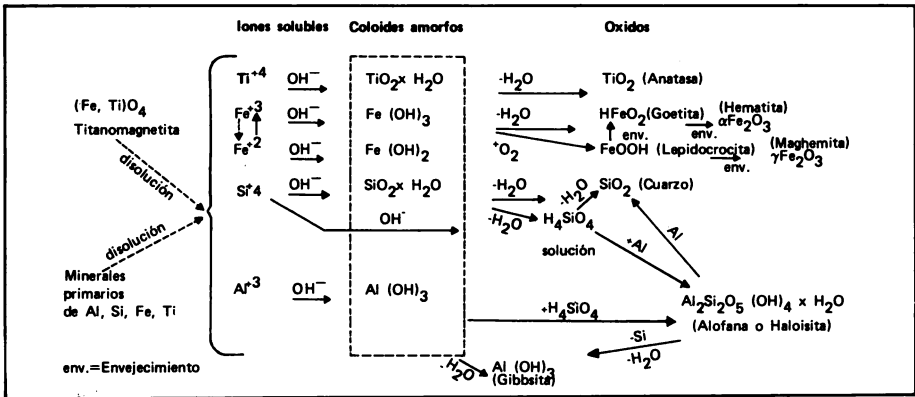


Figura 44. Principales óxidos e hidróxidos de titanio, hierro, sílice y aluminio.

Sistemas coloidales orgánicos. El complejo orgánico del suelo es importante no solo desde el punto de vista genético, sino también de fertilidad. Además de los coloides existen residuos orgánicos y una biomasa activa que determina su formación, de acuerdo a la siguiente reacción:



La acumulación de residuos (no coloidales) se logra al disminuir la velocidad de mineralización, la cual ocurre cuando hay baja temperatura, exceso de agua (falta de oxígeno) y los compuestos son resistentes a la descomposición. Según Doubilet y Long (13) las algas resisten la descomposición bacterial por más de cinco años y se conoce la resistencia a la mineralización de las ligninas y los compuestos aromáticos.

Las diferentes formas de coloides orgánicos del suelo (humus) se pueden separar con base en su totalidad en ácidos, bases y alcohol (Figura 45). Dado que los ácidos fúlvicos son más oxidados y de menor tamaño que los húmicos (Figura 46), su movimiento en el suelo es mayor. La acumulación de ácidos húmicos es la causa del color oscuro en la mayoría de los suelos. Otra clasificación de sustancias orgánicas coloidales se basa en su condición nutritiva y en el régimen hídrico de formación (Cuadro 10). En condiciones en las que el drenaje no es restringido, se pueden acumular residuos ácidos, como sucede en los bosques de coníferas o en los matorrales con poca fauna del suelo; allí se forma el humus tipo *mor*. Al mejorar las condiciones nutritivas, aumenta la actividad biológica y con ella la fermentación; así se produce el humus *moder*, que en parte se incorpora al solum. El humus tipo *mull* se forma en suelos ricos en bases y con buena aireación, en los cuales existe deposición de residuos vegetales.

Cuadro 11. Clasificación morfogenética del humus. (Tomado de Fassbender).

Condición nutritiva	Régimen hídrico		
	Subhídrico	Semiterrestre	Terrestre
Distrofia	Dy	Turbera baja	Humus bruto (Mor)
Oligatofia	Gyttja	Turbera alta	Moder
Eutrofia	Sapropel	Anmoor	Mull

Zonas de neoformación

La neoformación, vista como la formación de minerales secundarios, depende en último grado de la velocidad de meteorización y de la intensidad de lavado, tal como se aprecia en página siguiente (Figura 48). Thomas (55) presenta la zonificación del mundo por tipos de neoformación (Figura 47). Este enfoque quizá resume el concepto de zonalidad establecido en otros sistemas (34) y que se relaciona con las zonas climáticas y de vegetación del mundo.

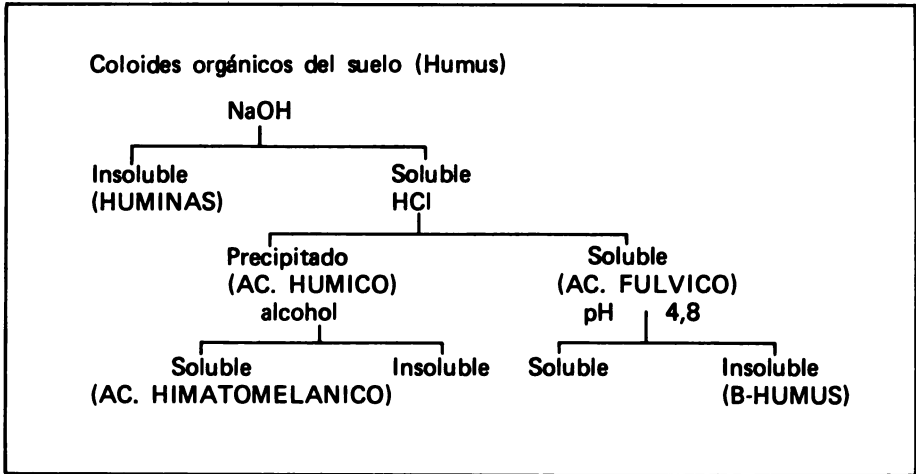


Figura 45. Tipos de coloides orgánicos. (Tomado de Stevenson).

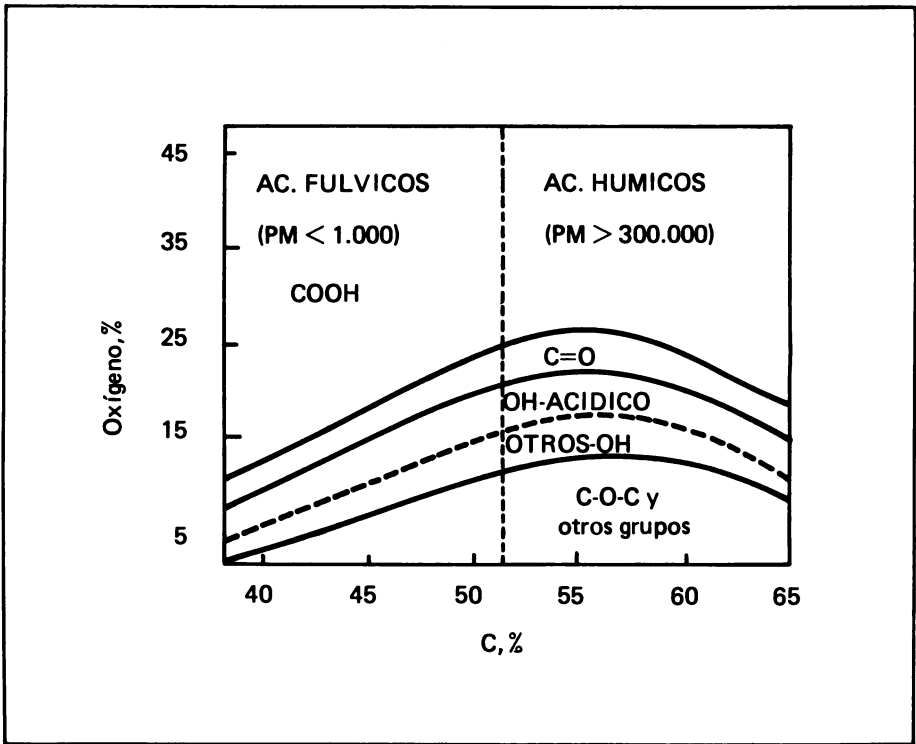


Figura 46. Grupos funcionales en ácidos fúlvicos y húmicos. (Adaptado de Stevenson).

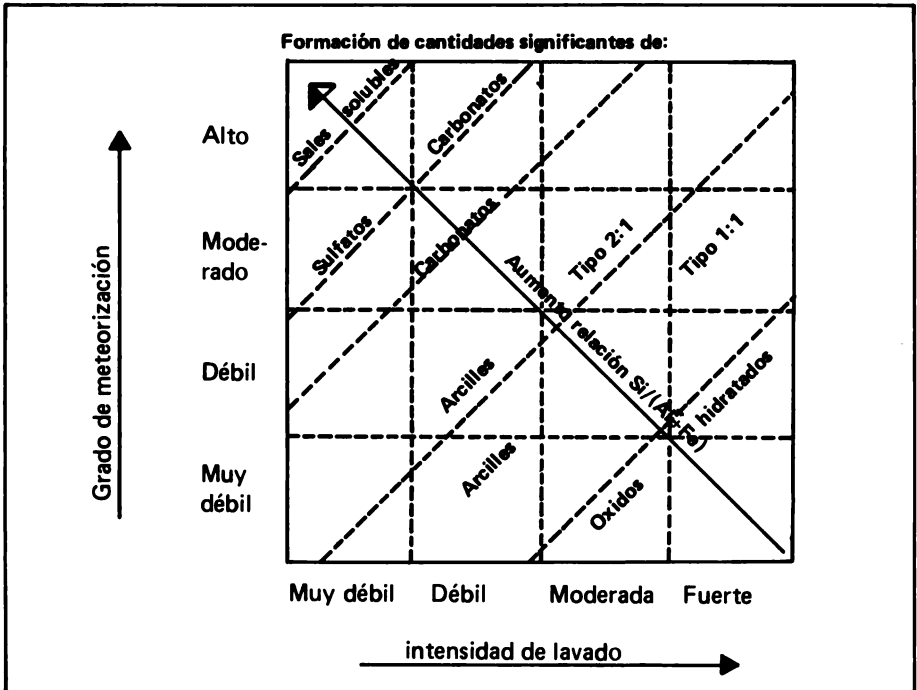


Figura 47. Acción conjunta de la meteorización y el lavado en la neoformación. (Tomado de Crompton).

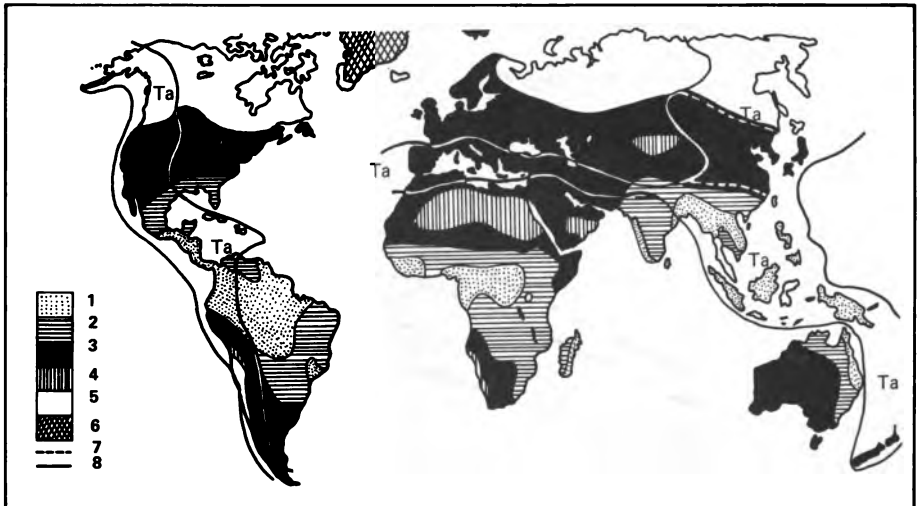


Figura 48. Distribución de los principales tipos de neoformación en la superficie de la tierra según Thomas. 1. Zona de alitización (caolinita más gibbsita); 2. Zona de monosialitización (caolinita); 3. Zona de bisialitización (arcillas tipo 2:1, montmorillonita, illita); 4. Zona superárida con meteorización química poco significativa; 5. Zona de podsolización; 6. Areas cubiertas de hielo; 7. Límite de meteorización rojiza; 8. Area de tectonismo activo (Ta) en la cual la "meteorización climática" se modifica.

Literatura citada

1. ARAYA, L. y ALVARADO, A. Influencia de la hormiga *Atta* spp. en la génesis de suelos. In III Congreso Agronómico Nacional, Vol. 1. Resúmenes. San José, Costa Rica. 1978. p. 86.
2. BAXTER, F. P. y HOLE, F. D. Ant (*Formica cinera*) pedoturbation in a prairie soil. Proc. Soil Sc. Soc. Amer. 31:425-428. 1967.
3. BERRY, L. G. y MASSON, B. Mineralogy, concepts, descriptions, determinations. San Francisco, California. W. H. Freeman and Co. 1959. 630 p.
4. BIERIG, A. La Lucha con la zompopa. Departamento Nacional de Agricultura. Boletín Técnico No. 33. Serie de Entomología No.6. San José, Costa Rica. 1941. 22 p.
5. BIRKELAND, P. W. y JANDA, R. J. Clay mineralogy of soils developed from Quaternary deposits of the eastern Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Amer. Bull. 82:2495-2515. 1971.
6. BIROT, P. Tratado de geografía física general. Barcelona, España. Ed. Vicens-Vives. 1962. 403 p.
7. BUOL, S. W., HOLE, F. D. y McCracken, R. J. Soil genesis and classification. Ames, Iowa. The Iowa State University Press. 1973. 360 p.
8. BURING, P. Introduction to the study of soils in tropical and subtropical regions. 2da. ed. Wageningen, The Netherlands. Centre for Agricultural Publishing and Documentation. 1970. 99 p.
9. CROMPTON, E. Soil formation. Out. Agric. 3:209-218. 1962.
10. CURTIS, L. F., COURTNEY, F. M. y TRUDGILL, S. Soils in the British Isles. London, England. Longman Group Ltd. 1976. 364 p.
11. DENGÓ, G. Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central. 2da. ed. Guatemala, ICAITI. 1973. 52 p.
12. DONAHUE, R. L., MILLER, R. W. y SHICKLUNA, J. C. Soils: an introduction to soils and plant growth. 4a. ed. Englewood Cliffs, New Jersey Prentice Hall, Inc. 1977. 626 p.
13. DOUBILET, D. y LONG, M. E. Consider the sponge. National Geographic. 15(13):392-407. 1977.
14. DUCHAUFOUR, P. H. Pédologie. Pédogenese et classification. París, Francia. Masson. 1977. 477 p.
15. EVANS, A. C. Studies on the relationships between earthworms and soil fertility. Part 2. Some effects of earthworms on soil structure. Amer. App. Biol. 35:1-13. 1948.
16. FANNING, D. S., STEIN, C. E. y PATTERSON, J. C. Genesis and classification of highly man influenced soils. In II th. Inter. Congr. Soil Sc. Edmonton, Canada. 1978. 8 p.

17. FAO-UNESCO. Mapa mundial de suelos. Vol. III: México y América Central. París, Francia. 1976. 104 p.
18. FASSBENDER, H. W. Química de suelos con énfasis en suelos de América Latina. Turrialba, Costa Rica. Editorial IICA. 1975. 398 p.
19. FIELDES, M. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part II: Allophane and related mineral colloids. N. Z. Jour. Sci. Tech. 37:336-350. 1955.
20. FITZPATRICK, E. A. Pedology. A systematic approach to soil science. Edimburgo, England. Oliver and Boyd, 1971. 306 p.
21. GIARDINO, S. R. When elephants destroy a valley. Geogr. Mag. 47:175-181. 1974.
22. GOLDICH, S. S. A study in rock-weathering. J. of Geol. 46:17-58. 1938.
23. HAMILTON, R. Microscopic studies on laterite formation. *In*. A. Jongerius, ed Soil micro-morphology. Elsevier Publ. Co, N. Y. 1964. pp. 269-276.
24. HARDY, F. Suelos tropicales. Pedología tropical con énfasis en América. México D.C., México. Herrero Hermanos Suc. S. A. 1970. 334 p.
25. IKAWA, I. Occurrence and significance of climatic parameters in the soil taxonomy. *In* Swindale, L. D. ed. Soil-resource data for agricultural development. Honolulu, Hawaii. University of Hawaii. 1978. pp. 21-27.
26. JACKS, G. V. Organic weathering. Sci. Prog. 41:301-305. 1953.
27. JACKSON, M. L. y SHERMAN, G. D. Chemical weathering of minerals in soils. Ad. Agron. 5:219-318. 1953.
28. JANSEN, D. H. Points of interest about Central American dry reasons. Organization for Tropical Studies, Mimeo. 1966. 4 p.
29. JENNY, H. Factors in soil formation. New York, McGraw Hill. 1941. 281 p.
30. JONES, R. C. y UEHARA, G. Amorphous coatings on mineral surfaces. Soil Sc. Soc. Am. Proc. 37(5):792-798. 1973.
31. KNAPP, B. Soil processes. London, England. George Allen and Unwin. 1979. 72 p.
32. KELLER, W. D. Processes of origin and alteration of clay minerales. 2a. ed. *In* Rich C. L. y Kunze G. W. eds. Soil clay mineralogy Chapel Hill, North Carolina, The Univ. of North Carolina Press. 1964. pp. 1-76.
33. KRAUSKOPE, K. B. Introduction to geochemistry. New York, McGraw Hill. 1959.
34. MANDONADO, F. A. Study of a climo-sequence on soils developed on volcanic ash deposits in Ecuador. Thesis Ph.D., State University of Ghent. Ghent, Belgium. 1973. 262 p.
35. MARBUT, C. F. A scheme of soil classification. Proc. and Papers, Ist. Inter. Congr. Soil Sci. Washington. 4:1-31. 1927.
36. MARTINI, S. A. Algunas consideraciones sobre los suelos de América Central con referencia especial al desarrollo del Trópico Húmedo. Fitotec. Latinoam. 6(1):127-147. 1969.
37. McCOLL, J. G. Properties of some natural waters in a tropical wet forest of Costa Rica. Bio Science 20(20):1096-1100. 1970.
38. MOHR, E. C. J., van BAREN, F. A. y van BAREN, F. A. y van SCHUYLEMBORGH, J. Tropical soils. A comprehensive study of their genesis. 3 rev. ed. The Netherlands, Geuse Dordrecht. 1972. 181 p.
39. MORIN, W. J. y TODOR, P. C. Laterite and other problem soils of the tropics; an engineering evaluation and highway design study. Baltimore, Maryland. Lyon Ass. Inc., Vol I. 1962. 378 p.
40. NEWTON, H. y DUISBERG, P. Proyecto centroamericano de fertilidad de suelos. CATIE, Turrialba. Anexos 18, 19, 20, 21 y 22. 1978.
41. NYE, P. H. Some soil forming processes in the humid tropics. Part I. J. Soil Sc. 5:7-20. 1954.

42. OLSON, G. W. Effects of activities of the ancient maya upon some of the soils in Central America. *In* II th. Inter. Congr. Soil Sc. Edmonton, Canada. 1978. 11 p.
43. ONG, H. L., SWANSON, V. E. y BISQUE, R. E. Natural organic acids as agents of chemical weathering. Geological Survey Research. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 700-C, C130-C137, 1970.
44. PATON, T. R. The formation on soil material. London, England. George Allen and Unwin Ltd. 1978. 143 p.
45. PONOMAREVA, V. V. Theory of podsolization. Jerusalem, Israel. Program for Scientific Translocations. 1969. 309 p.
46. PORTIG, W. H. Central American rainfall. *Geogr. Rev.* 55(1):68-90. 1965.
47. ROUGERIE, G. Le faconnement actuel des modèles en Cote D'ivoire forestière. Dakar. Mem. Inst. Francase Afrique Noire 58. 1960. 542 p.
48. SANCHEZ, P. A. Properties and management of soils in the tropics. New York. Wiley-Interscience. 1976. 618 p.
49. SHERMAN, G. D. The genesis and morphology of the alumina-rich laterite clays. *In* Problems of clay and laterite genesis. New York, Amer. Inst. Min., Met. Eng. and Pet. Eng. 1952. pp. 154-161.
50. SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of soil science terms. Madison, Wisconsin. 1971. 28 p.
51. SOIL SURVEY STAFF. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Washington, USDA-SCS. 1975. 330 p.
52. STEVENSON, F. J. Gross chemical fractionation of organic matter. *In* Black C. A. ed. Methods of soil analysis, Part 2. Agronomy Series No. 9. Madison, Wisconsin. American Society of Agronomy. 1965. pp. 1409-1421.
53. STEVENSON, F. J. Organic matter reactions involving herbicides in soil. *Jour. Envir. Qual.* 1(4):333-343. 1972.
54. STRZENSKI, M. Ideas underlying soil systematics. Tr. Polish. Warsaw, Poland, Department of Agriculture and the National Science Foundation. 1974. 540 p.
55. THOMAS, M. F. Tropical geomorphology. A study of weathering and land-form development in warm climates. Essex, Great Britain. The Anchor Press Ltd. 1974. 332 p.
56. THORP, J. Effect of certain animals that live in soils *Sci. Monthly* 68:180-191. 1949.
57. TRICART, J. Landforms of the humid tropics, forest and savannas. London, England. Longman Group Ltd. 1972. 306 p.
58. WEBSTER, R. Quantitative and numerical methods in soil classification and survey. Oxford, England, Clarendon Press. 1977. 269 p.
59. WILDE, S. A. Forest soils. New York, The Ronald Press Co. 1958. 537 p.
60. YAALON, D. H. ed. Paleopedology. Origin, nature and dating of paleosols. Jerusalem, Israel. Keter Press. 1971. 350 p.
61. YOUNG, A. Tropical soils and soil surveys. London, England. Cambridge University Press. 1976. 648 p.

Indice

- Acido fúlvico 44
Acido himatomelánico 44
Acido húmico 44
Acuico, régimen 27, 28
Acumulación 39
Adiciones 39
Agrología 7
Alcalización 39
Alitización 40
Alofana 41
Aluminio, eliminación 12
Aluminio, islas 13
Aridico, régimen 27, 28
Anfiboles 15
Animales del suelo 32
Anmoor 45
Apatito 15
Arcillas 41
Auxita 15
- Bosque pluvial 25
Biosecuencia 14, 30
Biosfera 23
Biotita 15
- Cuaternario 37
Cuarzo 15
Coloides 41
Cretácico 37
Calcificación 39
Caolinita 41, 42
Catena 14
Ciclosilicato 16
Clasificación 1
Clima 23
- Climosecuencia 14
Clorita 43
Complexólisis 13
Cronosecuencia 14
- Desalcalización 39
Desalinización 39
Descalcificación 39
Descomposición 40
Desilicación 40
Desolonzación 39
Dy 45
- Eluviación 39
Enriquecimiento 39
Epimorfis 9
Erosión 39
Escudo Brasileño ,38
Escudo Guayanés 38
Estratosfera 23
- Ferralización 40
Ferritización 40
Filosilicato 17
Fosa mesoamericana 37
- Garbic 34
Génesis 7
Gleización 40
Gyttja 45
- Haloisita 41
Hidratación 11
Hidrólisis 9
Hidrología 34

Hormiga 33	Organismos 27
Hornablanda 15	Ortoclasa 15
Humedad ambiental 24	Oxidación 10
Humedad del suelo 27	Oxidación-reducción 11
Humificación 40	
Huminas 44	Paleozoico 37
Humus 30, 44	Paludización 39
Humus bruto 44	Pedología 7
	Pedoturbación 40
Iluviación 39	Pedosfera 23
Inosilicato 17	Perácuico, régimen 28
Isofrígido 27	Pérdidas 39
Isohipertérmico 27	Perúdicico régimen 28
Isomésico 27	Piroxenos 15
Isotérmico 27	Plaggen 34
	Plagioclasa 15
Jurásico 37	Podsolización 40
	Potasio, remoción 12
Laterita 34	
Laterización 40	Quelatos 13
Lesivage 40	
Leucinización 40	Ratas 33
Litosecuencia 14	Reducción 10
Lixiviación 39	Relieve 34
Lombrices 33	Rubifacción 40
Macroclima 24	Sabana húmeda 25
Maduración 40	Sabana seca 2 7
Magnetita 15	Salinización 39
Materia parental 14	Sapropol 44
Mayas 34	Scalpic 34
Melanización 40	Sección control 27
Mesozoico 37	Silicación 40
Meteorización 9	Silicatos 16
Meteorización, factores 14	Síntesis 40
Meteorización física 9	Sistemas coloidales 41
Meteorización pedo-química 9, 11	Solonización 39
Meteorización química 9	Solución 11
Meteorización, resistencia 19, 21	Sorosilicato 16
Meteorización, secuencia 19, 20	Spolic 34
Mineralización 40	Suelos colgantes 39
Microclima 26	Suelo exhumado 38
Moder 44	Suelo fósil 38
Montmorillonita 41	Suelo relicto 38
Mor 44	
Mull 44	Taltuzas 33
Muscovita 15	Taxonomía 7
	Tectosilicato 19
Neoformación 39	Temperatura ambiental 24
	Temperatura suelo 26
Olivino 15	

Transformaciones 39, 40
Translocaciones 39
Terciario 37
Termitas 33
Tiempo 37
Toposecuencia 14
Tórrico, régimen 28
Triásico 37
Troposfera 23
Turbera alta 44
Turbera baja 44

Udico, régimen 28
Urbic 34
Ustico, régimen 28

Vegetación 29
Viento 25

Xérico, régimen 28



DATE DUE

1 1 NOV 1988
DEVUELTO 16 JUN 1997

2 - DIC 1988
DEVUELTO 12 JUN 1998

1 6 DIC 1988
DEVUELTO 24 FEB 2000

- 9 JUN. 1989

2 6 JUN. 1989 **DEVUELTO**

3 6 JUL 1989 02 MAY 2005

3 1 AGO 1990

1 9 SEP 1990 0 8 MAY 2005
DEVUELTO DEVUELTO
DEVUELTO

- 2 FEB 1991

- 2 MAY 1990

2 5 MAR 1990

2 6 MAY 1993



Publicación del Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, preparada por la Unidad de Producción de Medios Educativos.

Editor

Jaime Rojas H.

Composición de textos: Hilda Jiménez de Calvo

Artes finales: Mauricio Argueta R.

Impresa en Litografía e Imprenta LIL

Edición de 1500 ejemplares

Se terminó de imprimir en el mes de octubre de 1985

