

INTRODUCCIÓN A LA GÉNESIS Y FÍSICA DE SUELOS

Nelson Piraneque Gambasica
Sonia Aguirre Forero
Rosmery Cruz O'Byrne



Editorial
UNIMAGDALENA

Introducción a la génesis y física de suelos

**Nelson Piraneque Gambasica
Sonia Aguirre Forero
Rosmery Cruz O'Byrne**

Colección Ciencias Agrarias
Serie: Agronomía

Catalogación en la publicación – Biblioteca Nacional de Colombia

Piraneque Gambasica, Nelson Virgilio, autor
Introducción a la génesis y física de suelos / Nelson Virgilio Piraneque Gambasica, Sonia Aguirre Forero, Rosmery Cruz O'Byrne -- Primera edición -- Santa Marta : Editorial Unimagdalena, 2023.
1 recurso en línea : archivo de texto: PDF. -- fotografías e ilustraciones a color -- (Ciencias Agrarias. Agronomía)

Incluye referencias bibliográficas.

ISBN 978-958-746-595-2 (pdf) -- 978-958-746-596-9 (epub)

1. Física de suelos 2. Estructura de suelos 3. Composición de suelos I. Aguirre Forero, Sonia Esperanza, autor II. Cruz O'Byrne, Rosmery Katherine, autor

CDD: 631.4 ed. 23

CO-BoBN- a1112450

Primera edición, marzo de 2023

2023 © Universidad del Magdalena. Derechos Reservados.

Editorial Unimagdalena

Carrera 32 No. 22-08

Edificio de Innovación y Emprendimiento

(57 - 605) 4381000 Ext. 1888

Santa Marta D.T.C.H. - Colombia

editorial@unimagdalena.edu.co

<https://editorial.unimagdalena.edu.co/>

Colección Ciencias Agrarias, serie: Agronomía

Rector: Pablo Vera Salazar

Vicerrector de Investigación: Jorge Enrique Elías-Caro

Diseño y diagramación: Luis Felipe Márquez Lora

Diseño de portada: Orlando Javier Contreras Cantillo

Corrección de estilo: Juan Diego Mican González

Santa Marta, Colombia, 2023

ISBN: 978-958-746-595-2 (pdf)

ISBN: 978-958-746-596-9 (epub)

DOI: <https://doi.org/10.21676/9789587465952>

Hecho en Colombia - Made in Colombia

La UNIVERSIDAD DEL MAGDALENA, en su calidad de editora y titular de derechos patrimoniales de autor, y en su propósito de contribuir con la difusión y divulgación del conocimiento, la producción intelectual y la educación, dispone autorizar la reproducción impresa o digital del presente libro, de manera total o parcial, así como su distribución, difusión o comunicación pública (puesta a disposición) en medio impreso o digital de manera libre y gratuita, en tanto se mantenga la integridad del texto y se dé la correspondiente cita a sus autores y mención institucional. Queda prohibida la comercialización o venta a cualquier título de este material.



Las opiniones expresadas en esta obra son responsabilidad de los autores y no compromete al pensamiento institucional de la Universidad del Magdalena, ni genera responsabilidad frente a terceros.

Autores

Nelson Virgilio Piraneque Gambasica. Ingeniero agrónomo especialista en Manejo Biológico de Cultivos de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, y doctor en Ciencias Agrarias con énfasis en Manejo y Conservación de Suelos de la Universidad Nacional de Colombia. Profesor titular del programa de Ingeniería Agronómica de la Universidad del Magdalena. Líder del Grupo de Investigación Suelo, Ambiente y Sociedad (GISAS Unimagdalena), categoría A. Tiene experiencia en proyectos enfocados al manejo y la conservación de suelos y aguas, la fertilidad de suelos, la absorción de nutrientes por los cultivos y la relación entre nutrición y enfermedades vegetales. Cuenta con reconocimientos a su labor académica e investigativa.

Sonia Esperanza Aguirre Forero. Ingeniera agrónoma y especialista en Manejo Biológico de Cultivos de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, magister en Ciencias Agrarias con énfasis en Suelos y doctora en Ciencias Agrarias con énfasis en Manejo y Conservación de Suelos de la Universidad Nacional de Colombia. Profesora asociada del programa de Ingeniería Ambiental y Sanitaria de la Universidad del Magdalena, docente de la UNAD y catedrática de la UPTC. Miembro del Grupo de Investigación Suelo, Ambiente y Sociedad (GISAS Unimagdalena), categoría A. Posee experiencia en proyectos enfocados al manejo y la conservación de suelos y aguas en el contexto de cambio climático y desarrollo sostenible.

Rosmary Katherine Cruz O'Byrne. Ingeniera ambiental y sanitaria, ingeniera agrónoma y magister en Ingeniería con énfasis en Suelos de la Universidad del Magdalena. Miembro del Grupo de Investigación Suelo, Ambiente y Sociedad (GISAS Unimagdalena), categorizado como A por el Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación. Tiene experiencia en proyectos enfocados en la caracterización fisicoquímica de suelos y aguas. Además, ha formado parte de investigaciones en diversidad microbiana mediante métodos independientes de cultivos en aguas, suelos y alimentos fermentados. Becaria del programa Jóvenes Líderes Iberoamericanos de la Fundación Carolina y Banco Santander en su XVII edición (2022).

Agradecimientos

Nuestros más sinceros agradecimientos a todas las personas que hacen parte de nuestra trayectoria familiar y profesional; principalmente, a nuestros estudiantes y a los profesionales de la ciencia del suelo, a quienes va dirigido este módulo, y para quienes fue pensado con el objetivo de transmitir y compartir el conocimiento. Así, agradecemos a todos aquellos que intervienen de manera directa y técnica para que la ciencia del suelo sea conocida por un amplio número de personas que busquen el manejo y la conservación del recurso, en un mundo que requiere incrementar en 70 % la producción de alimentos para alimentar a 9 mil millones de personas en muy pocos años.

Contenido

Presentación	13
Objetivo del módulo	14
Destreza del criterio de desempeño.....	15
Actividades de reconocimiento	15
Introducción a la génesis de suelos (pedogénesis)	16
Factores formadores del suelo	19
Material parental	20
Relieve.....	65
Clima	68
Organismos.....	70
Tiempo	81
Procesos pedogenéticos.....	83
Adiciones.....	84
Transformaciones.....	85
Traslocaciones	87
Pérdidas	91
Morfología del suelo	93
Textura.....	94
Estructura.....	96
Porosidad.....	100
Densidad aparente	103
Consistencia.....	105
Color	107
pH.....	111

Horizontes del suelo	113
Clasificación de suelos	124
Mapeo de suelos	128
Componentes de un mapa	130
Tipos de unidades de mapa	132
Importancia del mapeo de suelos	133
Cuestionario de la unidad 1	135
Referencias de la unidad 1.....	144

Introducción a la física de suelos 168

Fase sólida del suelo	171
Densidad y porosidad.....	172
Sedimentación de partículas.....	174
Superficie específica de las partículas del suelo.....	176
Fase líquida del suelo	181
Contenido de humedad.....	182
Potencial hídrico	184
Movimiento de agua en los suelos	186
Retención de agua en los suelos	187
Temperatura del suelo.....	200
Fase gaseosa del suelo	207
Contenido de gas.....	207
Movimiento de gas en el suelo	208
Cuestionario de la unidad 2	212
Referencias de la unidad 2.....	218

Lista de tablas

Tabla 1. Clasificación de las rocas sedimentarias clásticas ..	27
Tabla 2. Otros minerales de óxidos de hierro	39
Tabla 3. Minerales de óxidos de manganeso	41
Tabla 4. Nesosilicatos	47
Tabla 5. Inosilicatos	51
Tabla 6. Tectosilicatos.....	56
Tabla 7. Filosilicatos	58
Tabla 8. Clasificación del relieve según la pendiente y la morfología del terreno.....	67
Tabla 9. Bacterias solubilizadoras de minerales.....	71
Tabla 10. Minerales formados por biomineralización microbiana y los microorganismos responsables.....	73
Tabla 11. Agrupación de los procesos pedogenéticos según su duración.....	92
Tabla 12. Rango crítico de densidad aparente, porosidad y permeabilidad del suelo con problemas de compactación.....	104
Tabla 13. Clases de consistencia según la fuerza requerida para romper suelo seco y húmedo o la columna de cementación de bloques o terrones	106
Tabla 14. Clases de consistencia según la fuerza requerida para romper costras superficiales o placas de suelo	107
Tabla 15. Clasificación de suelos según su pH.....	112
Tabla 16. Descripción de los horizontes del suelo.....	115
Tabla 17. Sufijos de características subordinadas de los horizontes maestros del suelo	117
Tabla 18. Horizontes diagnósticos.....	121
Tabla 19. Descripción de los órdenes del suelo	126

Tabla 20. Tipos de componentes de unidades de mapa utilizados en estudios de suelos	131
Tabla 21. Densidad de minerales típicos del suelo	173
Tabla 22. Superficie específica, CIC y densidad de carga de varios minerales de arcilla	178
Tabla 23. Clasificación de la infiltración según la velocidad.....	189
Tabla 24. Clasificación de la permeabilidad de suelos según su coeficiente K.....	195

Lista de figuras

Figura 1. Ciclo de las rocas.....	21
Figura 2. Ejemplos de rocas intrusivas	24
Figura 3. Ejemplos de rocas hipoabisales	25
Figura 4. Ejemplos de rocas extrusivas	26
Figura 5. Ejemplos de rocas sedimentarias clásticas.....	29
Figura 6. Ejemplos de rocas sedimentarias químicas y bioquímicas	30
Figura 7. Ejemplos de rocas sedimentarias volcánicas	31
Figura 8. Ejemplos de rocas metamórficas.....	33
Figura 9. Estructuras de óxidos comunes.....	35
Figura 10. Estructuras de los silicatos.....	46
Figura 11. Representación esquemática de una cronosecuencia del suelo	82
Figura 12. Relación entre el tamaño de las partículas del suelo	94
Figura 13. Triángulo textural basado en USDA	95
Figura 14. Esquemmatización de la agregación de partículas del suelo.....	97
Figura 15. Tipos de estructura del suelo.....	99
Figura 16. Espacios porosos del suelo.....	101
Figura 17. Tipos de poros del suelo según su forma.....	103
Figura 18. Tamaño de muestra de suelo para estimaciones de consistencia.....	105
Figura 19. Formas que toman los moteados del suelo.....	109
Figura 20. Esquemmatización del sistema de color de Munsell	110
Figura 21. Esquemmatización de los horizontes maestros del suelo	114

Figura 22. Una secuencia clásica de horizontes de suelo A-B-C-R bajo cultivo herbáceo en Tanzania	115
Figura 23. Perfiles de suelo en Polonia. A) Suelo con secuencia de horizontes Ap-Et-Bt; B) Suelo con secuencia de horizontes Ap-Bt1-Bt2-BC-C-Ck	120
Figura 24. Taxones del suelo según su grado de meteorización y desarrollo del suelo.....	128
Figura 25. Distribución mundial de los taxones del suelo con énfasis en Colombia.....	129
Figura 26. Diagrama de constituyentes de una muestra de medios porosos no saturados en base volumétrica y de masa	169
Figura 27. Esquemmatización de la zona saturada y no saturada del suelo	170
Figura 28. Fuerzas que intervienen en la sedimentación de partículas en un líquido	176
Figura 29. Distribución de capas y cationes en algunos materiales arcillosos	179
Figura 30. Doble capa eléctrica de las partículas del suelo	181
Figura 31. Saturación, capacidad de campo y punto de marchitamiento permanente para una gama de texturas de suelo	184
Figura 32. Representación del potencial hídrico.....	186
Figura 33. Ilustración de la ley de Darcy	194
Figura 34. Esquemmatización de un menisco	199
Figura 35. Esquemmatización del ángulo de contacto (θ) ...	200
Figura 36. Relación entre conductividad térmica y contenido de agua para suelos con diferentes densidades aparentes.....	203

Figura 37. Relación entre la conductividad térmica y el contenido de agua para suelos con diferentes texturas...	204
Figura 38. Patrones de temperatura (T) del suelo a través del tiempo y con la profundidad para suelos bien drenados.....	205
Figura 39. Composición típica de O ₂ y CO ₂ en varios periodos del año según textura y profundidad.....	210

Presentación

El suelo es un sistema vivo, base de los sistemas de producción agrícola y que posee numerosas funciones de índole ambiental como la captura de carbono, la regulación hidrológica y la regulación climática; por tanto, la sostenibilidad depende en gran medida de la comprensión de este recurso. En ese sentido, el módulo de génesis y física de suelos está orientado a estudiantes de ingeniería agronómica, ingeniería ambiental y todos aquellos interesados en el conocimiento del funcionamiento del suelo para hacer más eficientes las prácticas de uso, manejo y conservación. Para ese fin, se parte del entendimiento de que este recurso está compuesto por material mineral y orgánico proveniente de materiales rocosos y residuos orgánicos, los cuales han evolucionado a través del tiempo y han sido alterados por la acción de factores climáticos y biológicos con influencia del relieve, lo que ha dado como resultado características morfológicas diferenciales en el perfil del suelo.

Este módulo es un compendio de conceptos básicos tales como los factores de formación de suelos, donde se enfatiza en la procedencia del recurso y cómo este puede ser alterado por procesos de ganancias, pérdidas, transformaciones y translocaciones. Estos fenómenos hacen que los suelos evolucionen y generen diferentes formas de organización que se traducen en la formación de horizontes, con base en los cuales se obtiene la clasificación del suelo a fin de darle una gestión adecuada. Adicionalmente, se quiere compartir con los estu-

diantes y estudiosos del suelo conocimiento para que analicen e investiguen, según el contexto, las propiedades físicas más relevantes y su importancia en la producción de cultivos y los impactos ambientales que se derivan de su manejo.

Así pues, esta publicación brinda información sobre la génesis del suelo (factores formadores, procesos pedogenéticos, morfología, clasificación y mapeo) y las principales propiedades físicas que intervienen en el funcionamiento del sistema, que puede servir como puerta de entrada al conocimiento del recurso. El objetivo del texto es facilitar el proceso de aprendizaje y dinamizar la autonomía del estudiante, y en ese sentido está dirigido a la formación del futuro profesional con un enfoque contextual y en un escenario de aplicación a ciencias agrarias y ambientales.

De acuerdo con lo anterior, los autores expresan que este libro es una revisión bibliográfica del tema. Por ende, se reconoce la propiedad intelectual de los textos consultados a través de la referenciación y se hace énfasis en que la intención del material es académica-didáctica, para desarrollar pensamiento crítico y científico en los estudiantes.

Objetivo del módulo

Al finalizar el estudio y la comprensión de los temas, el estudiante debe:

- a. Definir el suelo como recurso natural.
- b. Entender cómo se forma el suelo y cuáles son los factores formadores del recurso.
- c. Identificar los principales procesos pedogenéticos.
- d. Diferenciar las características morfológicas, los horizontes y la clasificación de los suelos.

- e. Reconocer la importancia de la génesis y física de suelos en la producción de fibras y de alimentos y en procesos ambientales de importancia.
- f. Describir y reconocer las principales propiedades físicas de los suelos.

Destreza del criterio de desempeño

- El estudiante define el suelo y su importancia en el ecosistema.
- El estudiante identifica y explica los factores y procesos formadores de suelos.
- El estudiante interpreta las diferentes morfologías del suelo y reconoce los factores responsables.
- El estudiante describe y aplica en su contexto las propiedades físicas del suelo.

Actividades de reconocimiento

1. ¿Qué entiendes por suelo?
2. ¿Cuál es la diferencia entre suelo y pedósfera?
3. ¿Cuáles son los factores formadores de suelo?
4. ¿Puedes enunciar y explicar las propiedades más importantes de los suelos?
5. ¿Cuáles son los principales procesos físicos que se dan en los suelos?

Introducción a la génesis de suelos (pedogénesis)

Las investigaciones sobre suelos iniciaron con la agricultura sedentaria, pero una gran parte de ellas fueron de forma aplicada y práctica (Yaalon, 1997). Pocas están documentadas a partir de la Edad Media, lo que coincide con la represión de la ciencia y el dominio de la religión. Luego, en el Renacimiento, se iniciaron las investigaciones del suelo y los europeos redescubrieron las obras anteriores de griegos y romanos (Brevik y Hartemink, 2010). Así, la ciencia encargada del estudio de la génesis, la clasificación y la distribución de los suelos se conoce como «pedología», palabra proveniente del griego *pedon*, que significa «suelo», y *logia*, que significa «estudio».

La Unión Internacional de Ciencias del Suelo (IUSS) y muchos de los científicos miembros de la organización interpretan que la pedología abarca todos los estudios científicos del suelo y, por lo tanto, todos los científicos del suelo son pedólogos (Singer, 2005). Por ello, muchas veces se emplea el término como sinónimo de ciencia del suelo (Schaeztl y Anderson, 2005d). Esta ciencia tradicionalmente se ha subdividido en factores formadores del suelo, procesos de formación del suelo, morfología del suelo, clasificación del suelo y geografía y mapeo del suelo (Buol *et al.*, 1997; Sokolov, 1996).

Se pensaría que el estudio de los suelos tiene una larga historia debido a que estos sostienen la vida humana desde sus inicios. Sin embargo, la ciencia del suelo tuvo una llegada tar-

día y fue establecida como una disciplina científica en los 1800. Inicialmente, las investigaciones se centraban en el crecimiento y la nutrición de las plantas, la evaluación del suelo para los impuestos y en el origen y las propiedades del recurso. Parte de estos estudios fueron impulsados por pura curiosidad, pero la mayor proporción se consideraron necesarios para aumentar la producción agrícola, los impuestos sobre la tierra o las investigaciones geológicas (Hartemink, 2016). De allí nace la primera definición de suelo, un concepto edafológico que se refería al recurso como un medio para el crecimiento de las plantas; punto de vista que prevaleció en la ciencia del suelo hasta principios del siglo XX (Bockheim *et al.*, 2005).

La primera visión científica de los suelos como cuerpos naturales que se desarrollan bajo la influencia del clima y la actividad biológica que actúa sobre sustratos geológicos surgió en Rusia, con el trabajo de Dokucháyev y sus seguidores (Feller, 1997), en Europa con las descripciones de Müller del desarrollo del horizonte del suelo (Tandarich *et al.*, 2002), y en Inglaterra con las observaciones de Darwin sobre la clasificación textural a través de actividades animales que resultaron en el desarrollo de los horizontes del suelo (Johnson y Schaetzl, 2015). En la década de 1920, con el desarrollo teórico a través del Atlántico, las ideas de la pedogénesis ganaron un amplio reconocimiento en los Estados Unidos (Coleman *et al.*, 2018), y en 1941 Jenny publicó *Factores formadores de suelo*, una obra clásica donde plasma las ideas de Dokucháyev y formula la famosa ecuación fundamental de los factores formadores del suelo (Jenny, 1941).

La visión más común del suelo desde una perspectiva pedológica es que es un cuerpo evolutivo natural independiente que se puede subdividir en subcompartimentos y que se ha formado bajo la influencia de cinco factores formadores:

material parental, relieve, clima, organismos y tiempo (Bockheim *et al.*, 2005). Hoy día, el suelo (pedósfera) también se puede concebir como un sistema altamente complejo y heterogéneo en el que interactúan los organismos vivos (biosfera), las rocas y los minerales (litosfera), el agua (hidrosfera) y el aire (atmósfera), y la intensidad de dicha interacción es regulada por el clima (Voroney y Heck, 2015).

La palabra «suelo» también tiene muchos significados según la función que cumpla o desempeñe. Así, para los profesionales del sector agrícola, es el medio natural donde se desarrollan las plantas; para un ingeniero civil, la base para sus construcciones; para un antropólogo, una memoria histórica; para un médico o un bacteriólogo, la fuente de muchos compuestos activos a partir de los cuales se pueden fabricar medicamentos; para un ingeniero ambiental, un recurso natural que merece ser conservado y mejorado. Entonces, para cada profesión y para cada función que cumple el suelo, existen diferentes enfoques que, si bien parecen divergir, realmente hacen referencias al mismo cuerpo natural que es capaz de soportar todas las actividades humanas.

En la Biblia también se hace referencia a los suelos. El nombre asignado al primer ser humano fue Adán, derivado del hebreo *Adama*, que significa «suelo». El nombre dado a su compañera fue Hava (Eva), que significa «viviendo» o «que da vida». Por consiguiente, juntos, Adán y Eva, significan literalmente «suelo y vida» (Hillel, 2003). Por su parte, el Soil Survey Staff (1999) del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos define el suelo como:

Un cuerpo natural compuesto de sólidos (minerales y materia orgánica), líquidos y gases que se encuentran en la superficie terrestre, ocupa espacio y se caracteriza por uno o ambos de

los siguientes: horizontes o capas que se distinguen del material inicial como resultado de adiciones, pérdidas, transferencias y transformaciones de energía y materia o la capacidad de sustentar plantas enraizadas en un entorno natural (p. 9).

Esta definición se mantiene hasta hoy en día (Soil Survey Staff, 2014).

Factores formadores del suelo

¿Alguna vez se ha preguntado por qué hay tantos tipos de suelos en un área tan pequeña como su vereda, municipio o departamento? En esta sección se espera responder a esa inquietud.

Cuando se trata de modelos pedogenéticos, el más conocido y aceptado es el modelo funcional-factorial o factor de estado, a menudo atribuido a Hans Jenny, pero en realidad desarrollado por primera vez por los rusos, en especial Vasilii Dokucháyev (Schaetzl y Anderson, 2005e). El modelo consiste en cinco factores de gran complejidad que impactan el suelo a través de una variedad de procesos pedogenéticos y a menudo es denominado como *clorpt*. Se denota mediante la siguiente función:

$$s = f(\text{cl}, o, r, p, t)$$

Donde s se refiere al estado de una masa de suelo en un momento determinado; f corresponde a función; cl es el clima (climofunción); o simboliza los organismos (biofunción); r indica el relieve (topofunción); p denota el material parental (litofunción), y t representa el tiempo (cronofunción).

Estos cinco factores definen el estado del sistema, y por ello se conocen como factores de estado. El clima y los organismos se consideran los factores más «activos», mientras que el relieve, el material parental y el tiempo son «pasivos» (Schaetzl y Anderson, 2005e).

Material parental

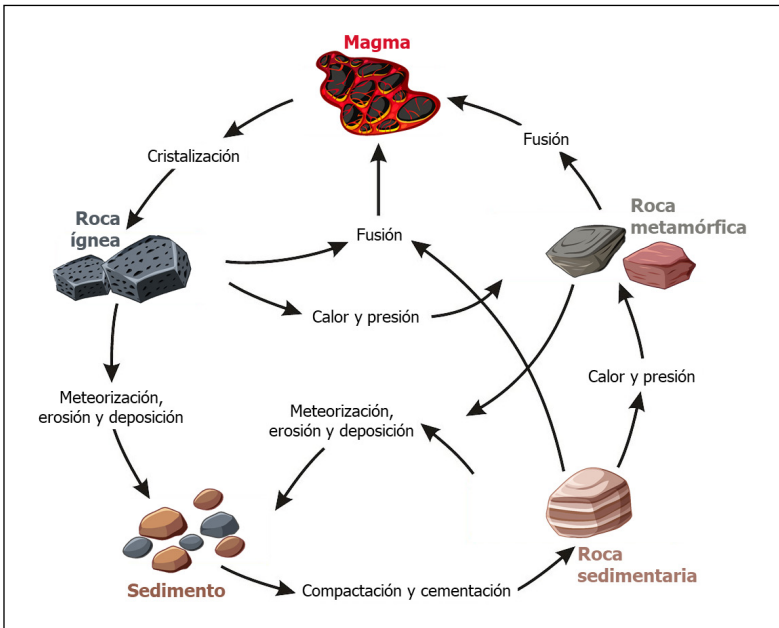
El material parental está compuesto por aquellos materiales geológicos que dan origen a los horizontes del suelo a través de su interacción con el clima, los organismos y el relieve durante un tiempo determinado. Consiste en minerales o partículas, ya sean saprolito (productos de la alteración de las rocas), sedimentos no consolidados o materiales orgánicos (Jaramillo, 2002).

Origen del material parental. Los suelos se derivan principalmente de las rocas con orígenes diferenciales, como se muestra en la Figura 1. Inicialmente, se encuentra el magma: un material fluido compuesto que consiste en minerales sólidos (principalmente silicatos) y burbujas de gas suspendidas en una matriz de silicato fundido, productos de la fusión parcial dentro de la Tierra (Rogers, 2015). Este material emerge desde el manto terrestre hacia la superficie y, por medio de la cristalización, forma las rocas ígneas, que pueden fusionarse y volver a constituir el magma, sufrir metamorfismo para formar rocas metamórficas o meteorizarse, erosionarse y depositarse como sedimentos.

Cuando los sedimentos experimentan compactación y cementación, dan lugar a las rocas sedimentarias, las cuales pueden volver a formar sedimentos o sufrir metamorfismo y producir rocas metamórficas. Estas últimas a su vez pueden meteorizarse, erosionarse y depositarse como

sedimentos o fundirse a grandes profundidades y retornar al estado de magma.

Figura 1. Ciclo de las rocas



Rocas ígneas. Las rocas ígneas se forman a partir del material fundido muy caliente, y sus minerales (compuestos químicos) se encuentran principalmente en forma de cristales. Estas rocas son muy duras, por lo que se meteorizan muy lentamente y se presentan como unidades fragmentarias y coherentes de formas variadas (Arculus, 2003; Finch *et al.*, 2014).

La ruptura de la roca líquida cerca y en la superficie por la expansión explosiva de los gases disueltos (predominantemente H_2O , CO_2 y SO_2), así como su exposición a deter-

minadas condiciones de presión y temperatura, da como resultado la producción de materiales de diversos tamaños y composiciones. Se ha aceptado una división de los tipos de rocas según el nivel de emplazamiento y la aspereza de los granos constituyentes: desde plutónicas o intrusivas (relativamente profundas), pasando por hipoabisales (superficiales), hasta volcánicas o extrusivas (cerca o por encima de la superficie) (Arculus, 2003).

Rocas intrusivas. Las rocas ígneas intrusivas o plutónicas se forman cuando el magma queda atrapado en las profundidades de la Tierra, donde se enfría muy lentamente durante miles o millones de años hasta que se solidifica (USGS, 2017). Este lento enfriamiento significa que los granos minerales individuales tienen mucho tiempo para crecer, por lo que alcanzan un tamaño relativamente grande y en su estado inalterado (sin meteorizar) son generalmente sólidas y duraderas (Bell, 2005; USGS, 2017). No obstante, en algunos casos pueden verse muy alterados por procesos de intemperismo o hidrotermales (Bell, 2005).

Las rocas plutónicas ordinarias se perciben principalmente como homogéneas en mineralogía y textura. Sus propiedades son isotrópicas, es decir, las mismas en todas las direcciones. Esa isotropía surge de la aleatoriedad de sus distribuciones minerales y de la ausencia de orientación preferida de esos minerales (London, 2021). Entre este tipo de rocas se encuentran el gabro, el granito, la diorita, la granodiorita, el cuarzo-gabro, la cuarzodiorita, la tonalita, la sienita, la monzonita, la anortosita, la dunita y la ijolita (Figura 2) (Arculus, 2003; Dorronsoro, 2021). En Colombia, más de la mitad del macizo de la Sierra Nevada de Santa Marta consiste en rocas intrusivas (Ingeominas, 1969). De igual forma, en la cordillera Oriental

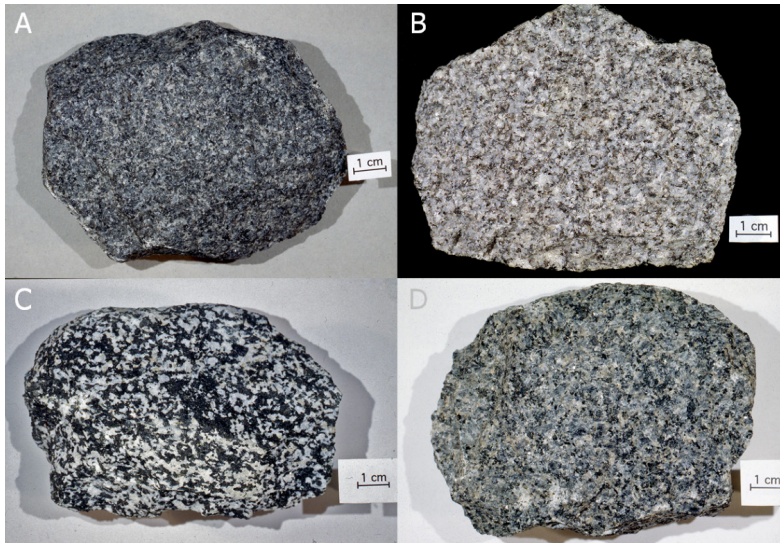
los granitos jurásicos y rocas afines son las más abundantes en los Andes del norte (García y Farias, 2019).

Rocas hipoabisales. Las rocas hipoabisales, subvolcánicas o filonianas son rocas ígneas intrusivas que se cristalizan a profundidades intermedias, donde las temperaturas son relativamente bajas y el enfriamiento del magma no es rápido ni lento, lo que da como resultado tamaños y texturas de grano medianos (Gillespie y Styles, 1999; Macheyekei *et al.*, 2020). Ejemplos de estas rocas incluyen el microgranito, el pórfido, la microgranodiorita, la microdioritas, la dolerita (diabasa) y el lamprófidio (Dorronsoró, 2021; Macheyekei *et al.*, 2020). En Colombia se han cartografiado cuerpos subvolcánicos que afloran en la cordillera Central, en el territorio del departamento del Tolima, agrupados bajo la denominación de cuerpos hipoabisales, que intruyen unidades desde el Precámbrico hasta el Jurásico (Núñez, 2001). Algunas de estas unidades hipoabisales están relacionadas con la ocurrencia de oro (Pulido, 1988).

Rocas extrusivas. Las rocas ígneas extrusivas o volcánicas se producen cuando el magma sale y se enfría por encima (o muy cerca) de la superficie de la Tierra. Se forman en los volcanes en erupción y las fisuras rezumantes (USGS, 2017). La textura de una roca ígnea extrusiva es fina o incluso vítrea debido a la rápida solidificación del magma cuando se expone a la temperatura relativamente fría de la atmósfera (Macheyekei *et al.*, 2020; USGS, 2017). Las burbujas de gas caliente a menudo quedan atrapadas en la lava apagada, formando una textura vesicular burbujeante (USGS, 2017). Son reconocidas por su asociación a reservorios de hidrocarburos y gas (Zhuang, 2013; Zou *et al.*, 2013). En Colombia existe un cinturón volcánico de edad

jurásica expuesto al occidente de la cordillera Central, la Sierra Nevada de Santa Marta y la península de La Guajira (Salazar-Torres *et al.*, 2013).

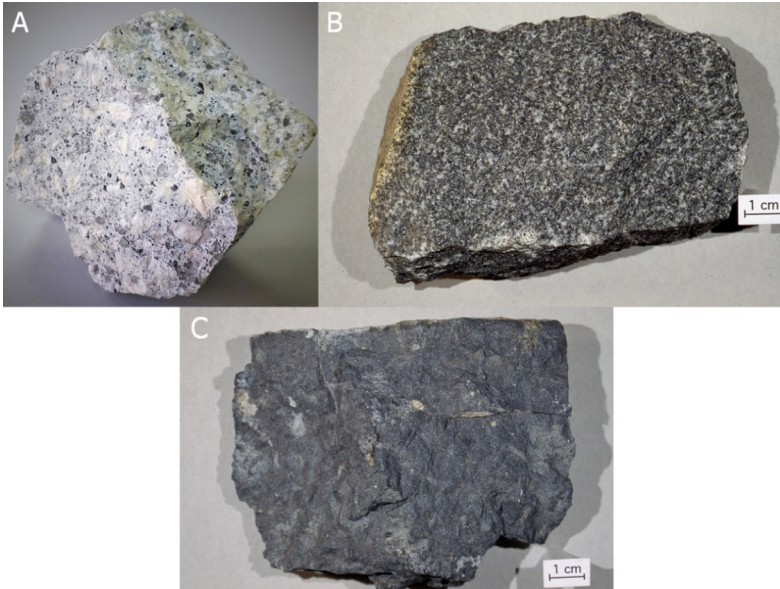
Figura 2. Ejemplos de rocas intrusivas



Nota. A) gabro; B) granito; C) diorita; D) granodiorita.
Fuente: Dorrnsoro (2021).

Las rocas volcánicas suelen ser estéticamente agradables y pueden adoptar muchas formas. Los minerales en las rocas a menudo alcanzan tamaños útiles para fines decorativos e incluso es posible usarlas como piedras preciosas o semi-preciosas (Dehn y McNutt, 2015). Entre ellas se encuentran el basalto, la riolita, la andesita, la dacita, la fonolita, la traquita, la latita, la obsidiana, la foidita, la traquita y la latita (Arculus, 2003; Dorrnsoro, 2021; Shafer, 2008).

Figura 3. Ejemplos de rocas hipoabisales



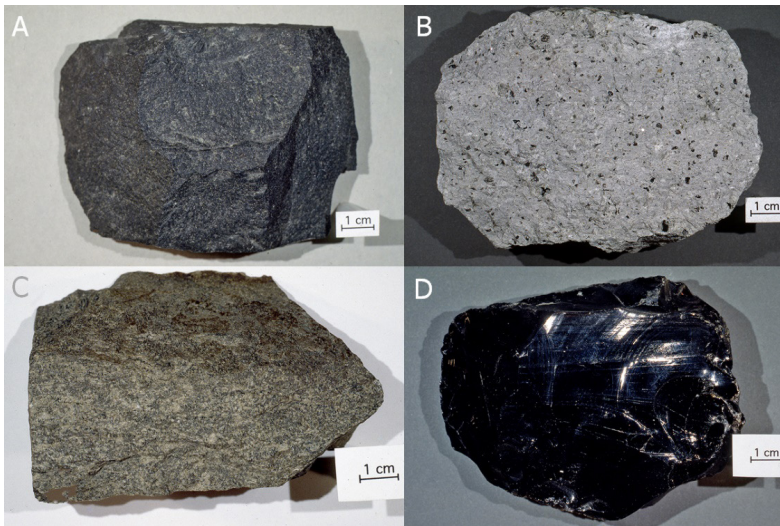
Nota. A) pórfido; B) dolerita (diabasa); C) lamprófidó.
Fuente: Dorronsoro (2021); Ruiz (2021).

Sedimentos. Los sedimentos o materiales no consolidados son fragmentos de rocas y minerales resultado de la meteorización, erosión y deposición. Se clasifican en arcilla ($\leq 0,002$ mm de diámetro), limo (0,002-0,063), arena (0,063-2,0 mm) y grava ($\geq 2,0$ mm de diámetro) (Schön, 2015). En Colombia se identifican depósitos de gravas y arenas acumulados en playas, y de lodos ricos en materia orgánica asociados al desarrollo de manglares en el golfo de Morrosquillo (Sucre y Córdoba) del periodo Cuaternario (Gómez y Montes, 2020).

Rocas sedimentarias. Las rocas sedimentarias se forman debido a la meteorización y la descomposición de cualquier tipo de roca en la superficie terrestre, lo cual forma sedi-

mentos que se pueden depositar *in situ*, transportar o volver a depositarse mediante el hielo, el viento, la gravedad o los flujos de agua (Macheyeki *et al.*, 2020). Estos sedimentos sufren entierro, diagénesis, consolidación y cementación, induciendo cambios físicos y químicos que los convierten en rocas sedimentarias de la corteza terrestre. Se considera que la mayoría de las rocas sedimentarias tienen anisotropía (diferente según la dirección en que son examinadas) en sus propiedades físicas y mecánicas debido a la marcada estructura del lecho (Zhang, 2016).

Figura 4. Ejemplos de rocas extrusivas



Nota. A) basalto; B) riolita; C) fonolita; D) obsidiana.

Fuente: Dorronsoro (2021).

Las rocas sedimentarias se clasifican en cuatro tipos principales según los procesos responsables de su formación: rocas sedimentarias clásticas, rocas sedimentarias bioquímicas

(biogénicas), rocas sedimentarias químicas y rocas sedimentarias volcánicas (Macheyeki *et al.*, 2020; Pettijohn, 1983).

Rocas sedimentarias clásticas: Las rocas sedimentarias clásticas están compuestas por fragmentos derivados de rocas preexistentes que fueron transportados como partículas separadas a sus lugares de deposición por agentes puramente mecánicos y cementados por minerales de silicato o calcita (Darling, 2005; Macheyeki *et al.*, 2020). Estos fragmentos pueden ser transportados por agua, viento, hielo o gravedad, y la forma de su movimiento puede ser por suspensión, saltación, balanceo o solución (Darling, 2005).

Las rocas clásticas están compuestas principalmente de cuarzo, feldespato, fragmentos de roca (lítico), minerales arcillosos y mica (Macheyeki *et al.*, 2020). Se presentan estratificadas, es decir, formando capas que indican diferentes épocas o condiciones de sedimentación (Jaramillo, 2002). Estas rocas se subdividen de acuerdo con el tamaño de partícula dominante (arcilla, limo, arena y grava) en conglomerado, brecha, areniscas, limolita, shale, arcillolita y lulita (Tabla 1, Figura 5) (Schön, 2015). En Colombia, gran parte de los departamentos de Caquetá, Guaviare, Vaupés y Amazonas presentan conglomerados y areniscas poco consolidadas con matriz ferruginosa y arcillosa. También se hallan arcillolitas con intercalaciones de limolitas, lodolitas arenosas y areniscas del periodo Mioceno (Gómez y Montes, 2020).

Tabla 1. Clasificación de las rocas sedimentarias clásticas

Tipo de sedimento	Tamaño del sedimento (mm)		Tipo de roca
Grava	≥ 2,0	Redondeado	Conglomerado
	≥ 2,0	Angular	Brecha

Tipo de sedimento	Tamaño del sedimento (mm)		Tipo de roca	
Arena	0,063-2,0	Redondeado o angular	Areniscas	Cuarzoarenita (predomina el cuarzo)
				Arcosa (cuarzo y abundante feldespato)
				Grauvaca (cuarzo, feldespato y arcilla)
Limo	0,002-0,063	Lodo	Limolita	
Arcilla	≤ 0,002	Lodo	Shale (mezcla de limo y arcilla) Arcillolita	
			Lulita	

Fuente: Schön (2015); Tarbuck y Lutgens (2005).

Rocas sedimentarias químicas y bioquímicas: Las rocas sedimentarias químicas se forman cuando los componentes minerales en solución se sobresaturan y precipitan químicamente (Macheyeki *et al.*, 2020). Esta precipitación del material se produce de dos maneras: mediante procesos inorgánicos como la evaporación y la actividad química, y por procesos orgánicos de los organismos acuáticos (bioquímico). Entre las rocas sedimentarias químicas se encuentran la caliza, la dolomita, la roca de sal (halita), la roca silíceo (sílex), la evaporita

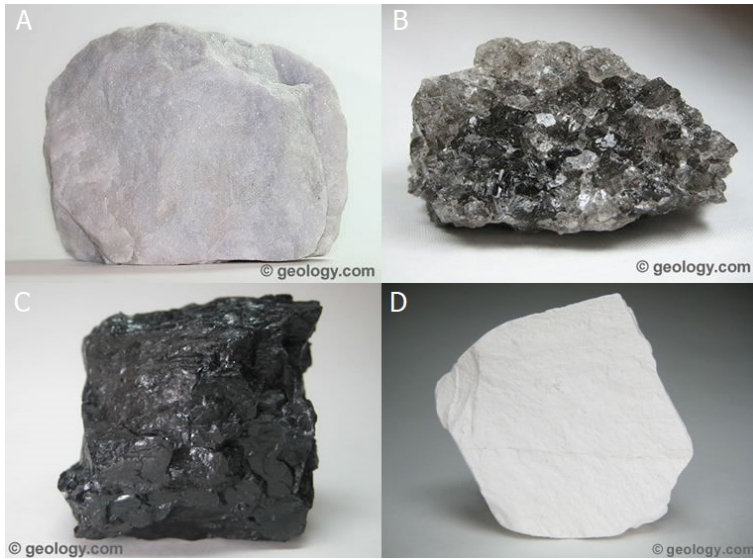
y el yeso. Por otra parte, el carbón, la coquina, la diatomita, la radiolarita, la caliza fosilífera, la creta y la hulla hacen parte de las rocas sedimentarias bioquímicas o biogénicas (Figura 6) (Tarbuck y Lutgens, 2005). En Colombia, se presentan mantos de carbón del Paleoceno en el departamento de La Guajira, exactamente en el valle del Cerrejón (Gómez y Montes, 2020).

Figura 5. Ejemplos de rocas sedimentarias clásticas



Nota. A) conglomerado; B) brecha; C) arenisca; D) limolita; E) shale; F) arcillita.
Fuente: Dorronsororo (2021); King y King (2009).

Figura 6. Ejemplos de rocas sedimentarias químicas y bioquímicas



Nota. A) dolomita; B) roca de sal (halita); C) carbón; D) diatomita.
Fuente: King y King (2009).

Rocas sedimentarias volcánicas: Las rocas sedimentarias volcánicas están formadas por flujos volcánicos piroclásticos, brechas de impacto, brechas volcánicas y tobas depositadas en cuencas sedimentarias, y generalmente ocurren en alternancia con otras rocas sedimentarias convencionales tales como calizas, lutitas y areniscas. Estas rocas se subdividen en volcánicas clásticas o detríticas y quimiogénicas, que consisten en materiales volcánicos y sedimentarios que se encuentran juntos y pueden ser sólidos y detríticos o químicos. Es posible que los materiales volcánicos detríticos o piroclásticos se cementen en el lugar donde cayeron o se depositaron (Macheyeki *et al.*, 2020).

Ejemplos de rocas volcánicas clásticas son la arenisca tobácea, la lutita, la grava tobácea, el conglomerado tobáceo y la brecha tobácea (Kafumu y Paepe, 2003). Las rocas sedimentarias volcánicas quimiogénicas se forman como resultado de la precipitación de iones portadores de agua caliente lixiviados de las rocas volcánicas; incluyen el jaspe, la fosforita, los depósitos de azufre (S) y los minerales de hierro y manganeso (Figura 7) (Macheyeki *et al.*, 2020). En Colombia, exactamente al norte del Cocuy, se encuentran fosforitas acompañadas con sales, calizas, cherts y cuarzoarenitas (Gómez y Montes, 2020).

Figura 7. Ejemplos de rocas sedimentarias volcánicas



Nota. A) lutita; B) jaspe.

Fuente: Maldonado (2017).

Rocas metamórficas. Las rocas metamórficas se forman cuando rocas preexistentes (protolito) se someten a altas temperaturas, altas presiones, fluidos calientes ricos en minerales o alguna combinación de estos factores en las profundidades de la Tierra o donde se encuentran las placas tectónicas (Macheyeki *et al.*, 2020). El protolito puede ser una roca sedimentaria, ígnea e incluso otra roca metamórfica más antigua

(Zhang, 2016). Los procesos que crean las rocas metamórficas a menudo progresan de una manera incremental, desde cambios ligeros (metamorfismo de grado bajo) hasta cambios sustanciales (metamorfismo de grado alto) (Tarbuck y Lutgens, 2005). A través de los diferentes procesos metamórficos (metamorfismo regional, térmico o de contacto e hidrotermal), la gran variedad de rocas originales y su composición da como resultado un amplio espectro de tipos de rocas metamórficas (Schön, 2015; Tarbuck y Lutgens, 2005).

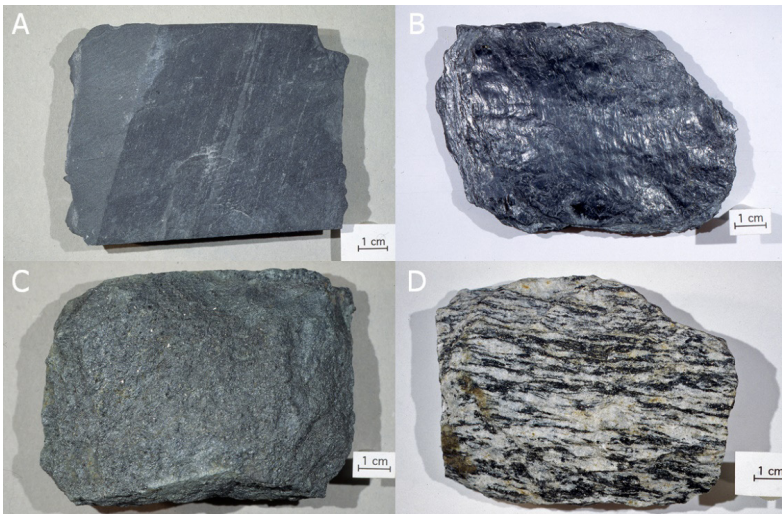
La mayoría de las rocas metamórficas tienen una óptima cristalización, texturas compactas, alta resistencia y baja porosidad y permeabilidad al agua. Algunas son consideradas con isotropía homogénea (Zhang, 2016); sin embargo, muchas rocas muestran una estructura típica con elementos orientados en paralelo como ejes minerales, fracturas y fisuras que dan como resultado la anisotropía de ciertas propiedades físicas. Algunas rocas metamórficas son la pizarra, el mármol, la filita, el esquisto, el gneis, el skarn, la cuarcita, la serpentinita y la anfíbolita (Figura 8) (Schön, 2015).

En todos los continentes afloran áreas extensas de rocas metamórficas como un componente esencial de muchos cinturones montañosos, donde constituyen una gran porción del núcleo cristalino de las montañas (Tarbuck y Lutgens, 2005). En Colombia se pueden encontrar filitas, esquistos cuarzo sericíticos, cloríticos, anfibólicos y grafiticos, y mármoles del Cretácico superior en el departamento de La Guajira (Gómez y Montes, 2020).

Componentes minerales del material parental. Los minerales son compuestos inorgánicos naturales que tienen una composición química distintiva y una matriz tridimensional regular de átomos en una estructura cristalina. Se pueden clasificar según su composición química y estructura cristalina,

o según sean primarios (heredados del material de origen sin alteración química), que tienden a dominar en fracciones de tamaño más grueso, o secundarios (formados por meteorización química de otros minerales preexistentes), siendo estos últimos los más abundantes en las fracciones de arcilla y limo fino (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Figura 8. Ejemplos de rocas metamórficas



Nota. A) pizarra; B) filita; C) esquisto; D) gneis.

Fuente: Dorronsoro (2021).

Los cristales en sólidos inorgánicos poseen estructuras de enlaces en los cuales el O_2^- es el anión. De hecho, el oxianión se constituye como el elemento más abundante de la corteza terrestre ($\approx 47\%$) y, en consecuencia, casi todos los grupos principales de minerales del suelo son sólidos iónicos en los que O_2^- es el anión primario. Los cationes más comunes en los suelos son Si_4^+ , Al_3^+ y Fe_3^+ , los cuales se encuentran rodea-

dos por aniones de O_2^- , formando así diferentes estructuras (Schaetzl y Anderson, 2005b).

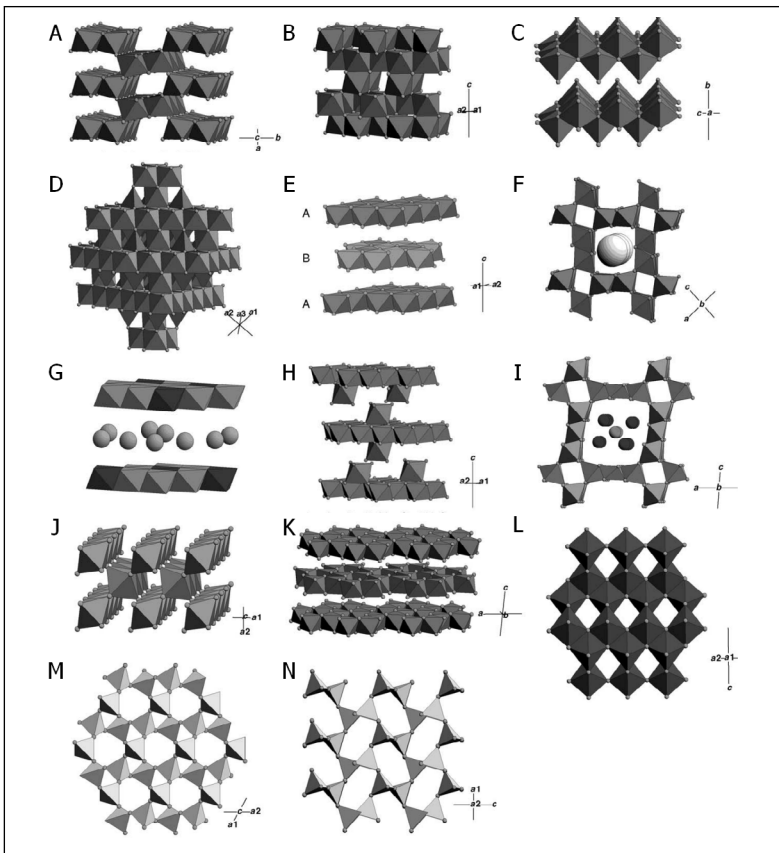
Óxidos. Los minerales de óxido típicamente presentes en los suelos comprenden óxidos, hidróxidos, oxihidróxidos y óxidos hidratados de silicio (Si), hierro (Fe), manganeso (Mn), aluminio (Al) y titanio (Ti). La mayoría son minerales secundarios formados durante la meteorización de minerales primarios que contienen Fe o Al, mientras que el cuarzo de óxido de Si y algunos óxidos de Ti se heredan predominantemente de minerales primarios (rocas) (Schaetzl y Anderson, 2005b; Scheinost, 2005). Los cationes metálicos Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ti^{4+} , Al^{3+} y Si^{4+} se liberan de los silicatos por meteorización, y los cationes divalentes Mn y Fe se oxidan e hidrolizan, y precipitan casi exclusivamente como minerales de óxido. Al^{3+} y Si^{4+} tienen una fuerte tendencia a formar minerales arcillosos de aluminosilicato secundarios (Scheinost, 2005). Se consideran tecnosilicatos aquellos en los que el oxígeno (O) forma una unidad estructural con el Si.

Muchos elementos forman óxidos minerales naturales. En algunos el O se combina con un solo elemento, y muchos otros se forman a partir de dos o más elementos en combinación con O. En el último caso, elementos adicionales a menudo pueden ingresar a la estructura mineral en sustitución de los que son característicos del mineral (Bowles, 2021b). Todos los óxidos tienen una solubilidad muy baja a un pH común del suelo y, por lo tanto, se enriquecen durante la pedogénesis.

Los óxidos de Fe, Mn y Al pueden exhibir un área superficial alta con sitios de superficie reactivos que se unen fuertemente a oxianiones y cationes metálicos, lo que afecta la disponibilidad y movilidad de los nutrientes de las plantas y los metales tóxicos. Algunos óxidos de Mn tienen un fuerte poder oxidante y pueden degradar los pesticidas orgánicos, disminuir

o aumentar la toxicidad de los metales pesados y contribuir a la formación de materia orgánica del suelo. Por el contrario, los cristales del tamaño de arena del cuarzo de óxido de Si son químicamente muy inertes (Scheinost, 2005). En la Figura 9 se presentan las estructuras de minerales de óxidos comunes.

Figura 9. Estructuras de óxidos comunes



Fuente: Scheinost (2005).

Óxidos de hierro: Los óxidos de Fe son los más abundantes en los suelos y se pueden presentar diferentes tipos dependiendo del entorno de meteorización (Schaetzl y Anderson, 2005b). El Fe se libera por meteorización de silicatos que contienen Fe (II) (biotita, piroxeno, anfíbol, olivino). Después de la oxidación a Fe^{3+} e hidrólisis, la mayoría del Fe precipita como óxidos de Fe (III) (solo una pequeña cantidad restante de Fe^{2+} se convierte en una parte estructural de los filosilicatos pedogénéticos). En condiciones óxicas, los óxidos de Fe son muy insolubles, por lo que se enriquecen durante la pedogénesis. Sin embargo, se disuelven fácilmente en condiciones reductoras del suelo (Scheinost, 2005).

Los óxidos de Fe son componentes muy importantes en la mayoría de los suelos ya que tienen una gran influencia en las propiedades químicas, físicas y microbianas (Singh *et al.*, 2010). La reacción que da como resultado Fe^{2+} es impulsada por microorganismos que metabolizan la biomasa (CH_2O) y transfieren los electrones liberados a Fe^{3+} , reduciéndolo así a Fe^{2+} . Por tanto, la disolución de los óxidos de Fe está relacionada con la actividad microbiana. Estos óxidos son comúnmente los pigmentos más fuertes en el suelo, y pequeñas cantidades pueden impartir colores vivos de rojo, naranja, amarillo, marrón e incluso azul verdoso (Scheinost, 2005). Debido a su tamaño de nanopartículas (generalmente de 5 nm a 200 nm), los óxidos de Fe poseen una gran superficie específica y superficies altamente reactivas (Scheinost, 2005; Singh *et al.*, 2010).

La goethita ($\alpha\text{-FeOOH}$) es el óxido de hierro más ampliamente distribuido en los suelos debido a su alta estabilidad (Schaetzl y Anderson, 2005b). Se puede encontrar de climas templados a tropicales y de semiáridos a húmedos impartiendo un color marrón a marrón amarillento a los suelos, aunque, cuando hay hematita, el tono de goethita puede estar en-

mascarado (Schaetzl y Anderson, 2005b; Scheinost, 2005). La formación de goethita se ve favorecida por la hidrólisis lenta de cationes hidroxilo Fe^{3+} a baja temperatura. La distribución de goethita en un horizonte de suelo indica, por tanto, que este suelo se ha formado bajo condiciones aireadas, templadas y húmedas. Su estructura cristalina consiste en cadenas dobles de octaedros con bordes compartidos que se unen a otras cadenas dobles al compartir esquinas y mediante enlaces de hidrógeno (H) (Figura 9A) (Scheinost, 2005).

La hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) se forma en suelos muy degradados, pero también puede heredarse del material parental en climas subtropicales o tropicales (Schaetzl y Anderson, 2005b; Scheinost, 2005). Habitualmente coexiste con la goethita, impartiendo una coloración rojiza fuerte y, en comparación con la goethita, la formación de hematita se ve favorecida por el pH neutro, el aumento de la temperatura del suelo y la disminución de la actividad del agua. Su estructura cristalina consta de láminas de octaedros que comparten bordes, y al mismo tiempo las láminas están conectadas por octaedros que comparten bordes y caras (Figura 9B). La disposición única de caras compartidas y la proximidad resultante de los centros de Fe vecinos es responsable del color rojo de este mineral (Scheinost, 2005).

La ferrihidrita ($\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) es un mineral de óxido férrico hidratado poco cristalino de estructura que forma una proporción significativa de suelos, especialmente suelos formados en condiciones frías y húmedas, y se presenta como un producto de meteorización preterrestre en meteoritos (Bowles, 2021a). Su pequeño tamaño, su área superficial alta y su poca cristalinidad hacen que sea muy reactiva y susceptible a la disolución. La formación de la ferrihidrita se ve favorecida por la rápida oxidación e hidrólisis del Fe^{3+} de la solu-

ción. Su color marrón rojizo es intermedio entre el rojo de la hematita y el marrón amarillento de la goethita; de hecho, es un mediador en la formación de esos dos minerales (Schaetzl y Anderson, 2005b).

La lepidocrocita (γ -FeOOH) es un polimorfo de goethita en el que cadenas dobles de octaedros de Fe están unidas por bordes compartidos, lo que da como resultado láminas onduladas de octaedros, con enlaces de H entre las capas (Figura 9C) (Bowles, 2021a; Schaetzl y Anderson, 2005b). Se forman en suelos estacionales anaeróbicos no calcáreos en climas templados fríos, su coloración es naranja, y se encuentra típicamente en concreciones o moteados (Schaetzl y Anderson, 2005b; Scheinost, 2005).

La magnetita (Fe_3O_4) se encuentra entre los minerales accesorios que se hallan más ampliamente en rocas ígneas y metamórficas y se forma en una amplia gama de condiciones, de modo que es estable en rocas ácidas con cuarzo y en rocas básicas con olivino (Bowles, 2021b). Su coloración puede ser negruzca o rojo pardusco, y debido a que la magnetita en los suelos puede alinearse con el campo magnético de la Tierra, su presencia, especialmente en suelos enterrados, es valiosa como herramienta de datación (Schaetzl y Anderson, 2005b; Scheinost, 2005). La oxidación de este mineral o el calentamiento (300-425 °C) de otros óxidos de Fe en presencia de compuestos orgánicos forma la maghemita (Scheinost, 2005). Tanto la magnetita como la maghemita tienen la misma estructura de espinela inversa, con capas octaédricas y tetraédricas u octaédricas mixtas apiladas a lo largo de la dirección (Figura 9D).

Otros óxidos de Fe pueden encontrarse en ambientes extremos. Tal es el caso de la feroxyhyta (δ' -FeOOH), la akaga-

neita (β -FeOOHC), la schwertmannita ($\text{Fe}_8\text{O}_8(\text{OH})_6\text{SO}_4$) y el óxido verde $\text{Fe}^{\text{II}}\text{Fe}^{\text{III}}(\text{OH})_4\text{Cl}$ (Tabla 2).

Tabla 2. Otros minerales de óxidos de hierro

Mineral y coloración	Estructura cristalina	Ambiente
Feroxyhyta (naranja pardusco)	Láminas de octaedros que comparten bordes (Figura 9E)	Precipitados de agua que contienen Fe^{2+} y que fluyen y oxidan rápidamente.
Akaganeita (marrón fuerte)	Canales construidos por cadenas dobles de borde compartido (Figura 9F)	Entornos de altas concentraciones de cloruro, pH bajo y alta temperatura.
Schwertmannita (naranja oscuro o amarillo)	Isoestructural con akaganeita, pero SO_4^{2-} ocupa los túneles (Figura 9F)	Manantiales sulfatados ácidos y desagües de minas.
Óxido verde (verde azulado)	Láminas de octaedros que comparten bordes. La carga de la capa positiva resultante se equilibra con los aniones hidratados en el espacio entre capas (Figura 9G)	Raramente en subsuelos reductores, de débilmente ácidos a débilmente alcalinos.

Fuente: Scheinost (2005).

Óxidos de manganeso: Los óxidos de Mn son más complejos y menos conocidos que los óxidos de Al o Fe. Una de las dificultades en el estudio de los óxidos de Mn pedogenéticos

es que su escasa cristalinidad hace que sea difícil distinguir un óxido de Mn de otro, especialmente en mezclas (Schaetzl y Anderson, 2005b). El Mn se libera por la intemperie de los silicatos que contienen Mn (II) (biotita, piroxeno, anfíbol). Después de la oxidación del Mn^{2+} soluble a Mn^{3+} y Mn^{4+} , precipitan óxidos de Mn de color negro pardusco de baja solubilidad, que se redisuelven solo en condiciones reductoras en el suelo. Al igual que los óxidos de Fe, su disolución depende de actividad microbiana (Scheinost, 2005).

Estos óxidos pueden acumular una amplia gama de otros elementos como litio (Li), bario (Ba), arsénico (As), plomo (Pb) y casi todos metales de transición de la primera fila. Estos elementos son parte de la estructura cristalina o se absorben fuertemente a la gran superficie de óxidos de Mn. Tienen un potencial oxidante fuerte, por lo que son capaces de oxidar iones inorgánicos (ej., Co^{2+} , Cr^{2+} , As^{3+}), aumentando o disminuyendo su movilidad y toxicidad. También son capaces de oxidar moléculas orgánicas, mejorando la degradación de compuestos antropogénicos como los pesticidas. Además, los óxidos de Mn catalizan reacciones de condensación como la reacción de Maillard. Por tanto, dichos óxidos pueden desempeñar un papel importante en la formación abiótica de sustancias húmicas (Scheinost, 2005).

De los óxidos de Mn, la birnessita y la vernadita parecen ser las más comunes, aunque la todorokita y la litioforita también se han reportado en suelos (McKenzie, 1989). Se encuentran comúnmente como nódulos discretos que se asemejan a fragmentos de pimienta negra en suelos húmedos que están pasando por periodos frecuentes y alternos de oxidación y reducción (Schaetzl y Anderson, 2005b). En la Tabla 3 se muestran los óxidos de Mn más comunes y sus características.

Tabla 3. Minerales de óxidos de manganeso

Mineral	Estructura cristalina
Birnessita	Láminas de octaedros que comparten bordes con vacantes compensados con cationes. La región de la capa intermedia contiene agua y genera un espaciamiento de 7 Å (Figura 9H)
Vernadita	Puede ser similar o idéntica a la birnessita turbostrática H ⁺ -
Todorokita	Cadenas triples de octaedros que comparten bordes, unidas para formar grandes túneles (Figura 9I)
Litioforita	Figura 9E*
Calcofanita	Figura 9H*
Hollandita	Figura 9F*
Criptomelana	Figura 9F*
Pirolusita	Cadenas simples de octaedros de borde compartido que forman pseudotúneles (Figura 9J)
Manganita	Figura 9J*
Ramsdalita	Figura 9A*
Feitknechtita	Figura 9C*
Hausmannita	Figura 9D*

*Estructuras explicadas anteriormente.

Fuente: Scheinost (2005).

Óxidos de aluminio: Los óxidos de Al se observan comúnmente solo en suelos pobres en materia orgánica de clima tropical y subtropical, donde la meteorización intensa hace

que los filosilicatos secundarios se disuelvan, liberando Al, y el Si se pierda por lixiviación. Estos óxidos pueden tener una gran superficie y una carga superficial dependiente del pH. Similar a los óxidos de Fe y Mn, absorben fuertemente los metales pesados (cobre [Cu], Pb, zinc [Zn], níquel [Ni], cobalto [Co], cadmio [Cd]) y aniones (fosfato, silicato, molibdato, sulfato, catecol), formando complejos de sorción de esfera interna (Scheinost, 2005).

La gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$) es el óxido de Al polimorfo encontrado comúnmente en suelos y consiste en láminas de octaedros de $\text{Al}(\text{OH})_6$ de borde compartido apilados a lo largo del eje c (Figura 9K) (Schaetzl y Anderson, 2005b; Scheinost, 2005). En el suelo, la gibbsita forma cristales laminados gruesos de coloración transparente o translúcido azul, verde, blanco verdoso, gris o blanco grisáceo y brillo vítreo. En los saprolitos, los feldespatos (plagioclasa) pueden transformarse directamente en gibbsitas manteniendo la forma original de los cristales de feldespato (pseudomorfos) (Scheinost, 2005). El $\text{Al}(\text{OH})_3$ amorfo es más común en suelos menos degradados. Una abundancia de gibbsita en entornos de latitud media puede sugerir que el suelo es bastante evolucionado (Ogg y Baker, 1999).

Otros óxidos de Al polimorfos son la bayerita, la nordstrandita y la doyleita, que se diferencian de la gibbsita en una disposición ligeramente diferente de grupos hidroxilo. Mientras que la formación de gibbsita se ve favorecida por la hidrólisis lenta de Al y por un $\text{pH} < 6$, la nordstrandita y la bayerita se forman a pH neutro o alcalino bajo hidrólisis rápida. En consecuencia, sus raras ocurrencias están relacionadas con materiales de piedra caliza. La boehmita (Y-AlOOH), que es isoestructural con lepidocrocita (óxido de Fe) (Figura 9C), ha sido identificada en materiales lateríticos y en bauxitas.

Puede formarse a partir de gibbsita por diagénesis o alteración hidrotermal (Scheinost, 2005).

La diáspora (α -AlOOH) es un oxihidróxido isoestructural con goethita (Figura 9A). Se ha identificado como un producto de intemperismo superficial formado por la desilicación de arcilla caolinítica. El corindón (α -Al₂O₃), que es raramente encontrado, es isoestructural con hematita (Figura 9B) y puede derivarse de la roca madre que contiene corindón o formarse por calentamiento del suelo por los incendios forestales (Scheinost, 2005). El corindón de color rojo se conoce como rubí, y la variedad azul, como zafiro, y estos pueden ser usados como piedras preciosas (Bowles, 2021a).

Óxidos de titanio: Los óxidos de Ti son comunes en muchas especies ígneas y rocas metamórficas y sedimentos. Debido a su resistencia a la intemperie, a menudo se heredan de los suelos. Sin embargo, los óxidos de Ti también se forman en el suelo después de la intemperie de minerales que contienen Ti (biotita, anfíbol) menos resistentes. Los minerales de óxido de Ti son relativamente pesados, su concentración en suelos suele ser baja y, debido a su pequeña superficie, no contribuyen significativamente a la reactividad del suelo. Solo en suelos tropicales, donde se enriquecen cada vez más durante la pedogénesis, se ha observado alguna influencia sobre la retención de fosfato y arsenato (Scheinost, 2005).

Las viejas dunas de arena pueden contener suficientes óxidos de Ti para ser extraídos como fuente comercial para TiO₂, que se utiliza para producir pintura blanca. Debido a su naturaleza recalcitrante, los óxidos de Ti se pueden utilizar como minerales de referencia para estudiar la meteorización y la génesis del suelo (Scheinost, 2005). El óxido de Ti se utiliza comúnmente en células solares, guías de ondas ópticas, filtros de interferencia, condensadores y sensores (Kishore

Kumar *et al.*, 2020). Los principales minerales encontrados en los suelos son el rutilo (TiO_2), el pseudorutilo ($\text{Fe}_2\text{Ti}_3\text{O}_9$), la anatasa (TiO_2) y la ilmenita (FeTiO_3). Otros óxidos de Ti son la brookita (TiO_2), la akaogiíta (TiO_2), la riesita (TiO_2), la ulvöespinela (Fe_2TiO_4), la titanomagnetita ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$), la titanomaghemita ($\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_3$) y la tistanita (Ti_2O_3) (Bowles, 2021b; Scheinost, 2005).

El rutilo es la forma natural y estable de TiO_2 más común, mientras que sus polimorfos anatasa y brookita se consideran metaestables (Shah *et al.*, 2016). Es un óxido isoestructural de color marrón rojizo con pirolusita y manganita que consta de cadenas sencillas de octaedros de TiO_6 que comparten bordes (Figura 9J) (Farjana *et al.*, 2021; Scheinost, 2005). Se presenta en rocas metamórficas como anfibolitas, eclogitas y xenolitos de kimberlita. En las rocas ígneas se encuentra como granos muy pequeños dispersos o grandes cristales en las pegmatitas, y también se observa como un mineral detrítico en los sedimentos (Bowles, 2021b). Es un mineral residual común que se puede hallar en las fracciones de arena y limo de una variedad de suelos (Scheinost, 2005).

La anatasa consiste en octaedros que comparten bordes y esquinas que delinean un marco tridimensional, en lugar de cadenas distintas (Figura 9L). Se cree que los cristales lamina-dos que se encuentran en los suelos son un producto de titanita (CaTiSiO_5) y silicatos que contienen Ti. Este óxido sintetiza fácilmente a temperatura ambiente (Scheinost, 2005).

La ilmenita, junto con el rutilo, son las formas más comunes y abundantes de óxido de Ti. Es arena mineral débilmente magnética, de color gris-negro, de forma sólida, y existe en una estructura cristalina triangular casi isoestructural con hematita, con la mitad de los centros octaédricos ocupados por Fe^{2+} y la otra mitad por Ti^{4+} (Figura 9B) (Farjana *et al.*, 2021;

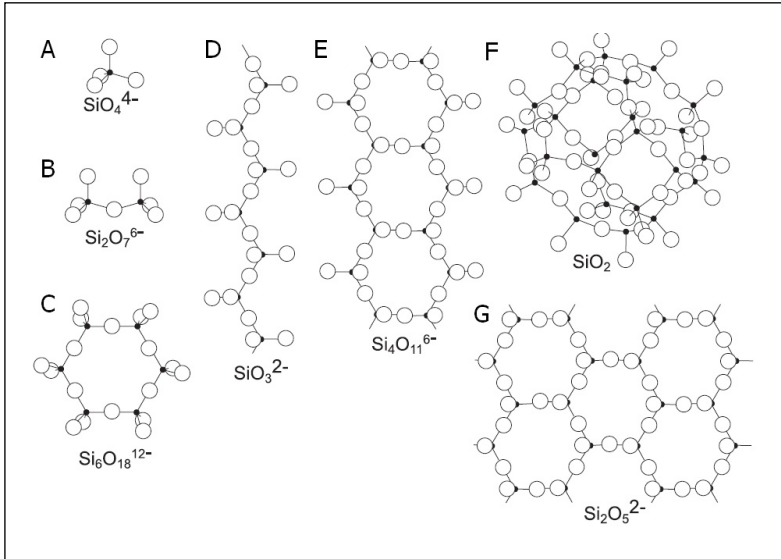
Scheinost, 2005). Su oxidación conduce a pseudorutilo, y una oxidación adicional causa la pérdida total del Fe para formar uno de los polimorfos de TiO_2 (Bowles, 2021b).

El pseudorutilo ha sido ampliamente identificado en los suelos, principalmente como el producto de la intemperie de la ilmenita. La propia ilmenita es relativamente inestable en suelos, ya que se degrada fácilmente a pseudorutilo y mezclas de óxidos de rutilo, anatasa y Fe (Scheinost, 2005).

Silicatos. Los silicatos son minerales compuestos de tetraedros de sílice, con cationes Si^{4+} rodeados por cuatro aniones O^- . Los diferentes silicatos tienen distintas estructuras cristalinas, fórmulas químicas y temperatura de formación (Schaetzl y Anderson, 2005b). Constituyen más del 90 % de las rocas expuestas en las masas terrestres de la Tierra (Garrels y MacKenzie, 1967). La mayoría de los minerales primarios que componen estas rocas son termodinámicamente inestables en las condiciones de presión o temperatura de la superficie y, por lo tanto, son susceptibles a la intemperie química (White y Buss, 2014).

Gran parte de los minerales primarios importantes del suelo son silicatos, incluidos el cuarzo, los feldespatos, las micas, los piroxenos y los anfíboles. Los silicatos primarios son más comunes en la fracción de arena, y la abundancia relativa de cada uno depende de la composición del material parental y el grado de meteorización. Los silicatos secundarios (ej., caolinita y esmectita) se forman por la intemperie de los silicatos primarios, y la mayoría son abundantes en la fracción arcillosa (Schaetzl y Anderson, 2005b). Los minerales de silicato se clasifican según la cantidad de aniones O^{2-} de las esquinas que cada tetraedro de sílice comparte con otros tetraedros, y según la disposición geométrica de los tetraedros vecinos (Figura 10).

Figura 10. Estructuras de los silicatos



Nota. A) nesosilicatos; B) sorosilicatos; C) ciclosilicatos; D) inosilicatos de cadena simple; E) inosilicatos de doble cadena; F) tecnosilicatos; G) filossilicatos.

Fuente: Schaeztl y Anderson (2005b).

Nesosilicatos: Los nesosilicatos (SiO₄⁻) u ortosilicatos consisten en tetraedros independientes de SiO₄⁻ que no están conectados directamente con el ion oxígeno mutuo solo por cationes intersticiales (Figura 10A) (Haldar, 2020a). Los minerales más importantes de los nesosilicatos se muestran en la Tabla 4. Los olivinos son nesosilicatos verdes en los que Mg²⁺ y Fe²⁺ están coordinados octaédricamente por átomos de O (Sparks, 2003). Son prevalentes en rocas ígneas básicas (gabro, norita, basalto), ultramáficas, y en algunos esquistos cristalinos formados en las capas profundas de rocas (Haldar, 2020a). Se forman por cristalización del magma a altas tempe-

raturas (minerales pirógenos) y son fuentes de micronutrientes del suelo (Haldar, 2020a; Huang, 2018).

Tabla 4. Nesosilicatos

Grupo	Mineral	Fórmula
Olivino	Forsterita	Mg_2SiO_4
	Fayalita	Fe_2SiO_4
Granate	Piropo	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$
	Almandino	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
	Espesartina	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$
	Grosularia	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$
	Andradita	$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$
	Uvarovita	$Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$
Zircón	Zircón	$ZrSiO_4$
	Titanita	$CaTiSiO_5$
Al_2SiO_5	Andalucita	Al_2SiO_5
	Cianita	Al_2SiO_5
	Sillimanita	Al_2SiO_5

Fuente: Haldar (2020a).

Los miembros del grupo granate consisten en un tetraedro SiO_4 libre interconectado por iones de varios metales divalentes y trivalentes. Son resistentes a la intemperie y con frecuencia se encuentran como componentes menores en los sedimentos clásticos y rocas sedimentarias (areniscas) (Haldar, 2020a). Los granates se utilizan como materiales abrasivos,

filtros y piedras preciosas desde la Edad de Bronce, y están ampliamente distribuidos en rocas metamórficas (ej., esquistos de mica, gneis, skarn, corneana y eclogita) (Haldar, 2020a, 2020b). Poseen diferentes colores dependiendo de su composición química: rojo-vinotinto (piropo), dorado (almandino), ámbar-ladrillo (espesartina), amarillo terroso (grosularia), amarillo o azul oscuro (andradita) o verde (uvarovita).

El zircón contiene regularmente una pequeña cantidad de hafnio (Hf), torio (Th), itrio (Y), Fe y uranio (U) y, en general, es débilmente radiactivo (Haldar, 2020a). Es un componente de rocas ígneas y metamórficas, y representa un ingrediente regular en sedimentos clásticos. Su color varía entre incoloro, amarillo rojo, marrón, azul y verde (Haldar, 2020a, 2020b). La titanita cristaliza en el sistema monoclinico y se encuentra como cristal individual. Ocurre como mineral secundario o accesorio en migmatitas neutras, algunos esquistos cristalinos y gneises (Haldar, 2020a).

La andalucita, la cianita y la silimanita son modificaciones polimórficas de silicatos de Al con la misma fórmula. La cianita cristaliza en el sistema triclinico, mientras que la andalucita y la silimanita lo hacen en el sistema ortorrómbico. Se encuentran en el ambiente metamórfico a partir de sedimentos arcillosos y son componentes minerales comunes y esenciales de la corneana (Haldar, 2020a).

Sorosilicatos. Los sorosilicatos ($\text{Si}_2\text{O}_7^{2-}$) contienen pares de tetraedros que comparten un átomo de O de la esquina (Figura 10B) (Schaeztl y Anderson, 2005b). No hay minerales petrogénicos significativos entre los sorosilicatos, excepto epidota, zoisita y vesuvianita. La epidota ($\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Fe}^{3+};\text{Al})(\text{SiO}_4)_2(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$) es un mineral de silicato de calcio (Ca) y Al, en el que parte del Al se sustituye por Fe trivalente (Haldar, 2020a). Cristaliza en el sistema monoclinico y es producto

de alteración hidrotermal y origen metamórfico en esquistos y mármoles. Puede tener coloraciones verdes, amarillas y marrones con franjas blancas grisáceas (Haldar, 2020b; Haldar y Tišljär, 2014).

La zoisita ($\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{OH})\text{Si}_3\text{O}_{12}$) es un silicato de Al y Ca sin Fe que cristaliza en sistema ortorrómbico (Haldar, 2020a; Haldar y Tišljär, 2014). La ocurrencia común de este mineral es en forma de agregados de grano fino de color claro a gris azulado. Por lo general, se asocia con epidota y albita en el metamorfismo hidrotermal de la plagioclasa básica en la cristalización de la fase pegmatítica del magma y en el metamorfismo regional de las rocas ricas en Ca. La zoisita es un ingrediente esencial del esquistos verde y de eclogitas de anfibolita (Haldar, 2020a).

La vesuvianita ($\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4$) es un mineral de composición compleja que cristaliza en el sistema tetragonal debido a impurezas isomorfas. Su color suele ser verde o marrón y, a veces, amarillo, azul y rojo. Se forma por metamorfismo por contacto de arcilla caliza, dolomita y marga, y ocurre junto con los granates en el mármol durante la cristalización del magma (Haldar, 2020a).

Ciclosilicatos. Los ciclosilicatos o silicatos de anillo tienen tetraedros unidos con $(\text{Si}_x\text{O}_{3x})^{2x-}$ o una proporción de 1:3. Se dividen en tres grupos: anillos de tres miembros (Si_3O_9), cuatro miembros (Si_4O_{12})₈₂, y seis miembros (Si_6O_{18})₁₂₂ (Haldar, 2020a). De estos, solo el anillo de seis miembros tiene minerales petrogénicos importantes (Figura 10C) como el berilio ($\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$), la cordierita ($(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_3(\text{Si}_5\text{AlO}_{18})$) y la turmalina ($(\text{Na,Ca})(\text{Al,Li,Mg})_3(\text{Al,Fe,Mn})_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$) (Haldar, 2020a; Schaetzel y Anderson, 2005b).

El berilio se presenta en cristales hexagonales generalmente pequeños y se extiende hasta varios metros de tamaño (Haldar, 2020a). Se forma como resultado de la etapa pneumatolítica.

tica de cristalización magmática y se localiza como pegmatita granítica, esquisto de mica, gneises, piedra caliza y mineral de tungsteno (Halдар, 2020a, 2020b). El berilo puro es incoloro, pero a menudo contiene impurezas. La preciosa calidad de los berilos se conoce como aguamarina (azul), esmeralda (verde oscuro) y morganita (de rosa a rojo) (Halдар, 2020a).

La cordierita cristaliza en el sistema ortorrómbico y se presenta como cristales y agregados granulares de forma corta (Halдар, 2020a). Se encuentra principalmente en rocas metamórficas y también ocurre en rocas ígneas contaminadas (ej., cordierita norita). El enfriamiento y la regresión de los cristales de cordierita son comunes y a menudo conducen a pseudomorfo que consisten en mica y clorita (pinita) (Alderton, 2021). El color varía de azul verdoso a azul lila y azul oscuro (Halдар, 2020a).

El grupo de la turmalina es típicamente un mineral de pegmatitas de granito, venas neumatólicas y algunos granitos. También se encuentra comúnmente en rocas metamórficas como producto del metasomatismo del boro (B) o como resultado de la recristalización de granos detríticos del sedimento original. En rocas graníticas, las turmalinas pertenecen a la serie chorro-elbaita y generalmente son ricas en Fe (Howie, 2005). La turmalina cristaliza en el sistema trigonal e incluye series isomórficas de minerales de silicato de composición compleja y muy variable que a menudo contiene B y Al. Sin embargo, las rocas que contienen turmalina con frecuencia poseen sodio (Na) y Li, y una parte de magnesio (Mg) y Fe que es un sustituto isomorfo de Mn y Ca (Halдар, 2020a). Su coloración puede ser negra, marrón, verde o violeta con rayas blancas (Halдар, 2020b).

Inosilicatos: Los inosilicatos o silicatos de cadena tienen cadenas entrelazadas de tetraedros de silicato con una proporción de SiO_3 , 1:3 para cadenas simples (Figura 10D) o de Si_4O_{11} , y 4:11 para cadenas dobles (Figura 10E) (Halдар,

2020a; Schaetzl y Anderson, 2005b). En la Tabla 5 se presentan minerales petrogénicos miembros del grupo piroxeno (inosilicatos de cadena simple) y del grupo anfíbol (inosilicatos de cadena doble).

Tabla 5. Inosilicatos

Grupo	Mineral		Fórmula
Piroxeno	Ortopiroxeno	Enstatita	$Mg_2Si_2O_6$
		Broncita	$(Mg,Fe)_2SiO_6$
		Hiperstena	$(Mg,Fe)_2Si_2O_6$
	Clinopiroxeno	Pigeonita	$(Mg,Fe^{2+},Ca)(Mg,Fe^{3+})Si_2O_6$
		Diópsido	$CaMgSi_2O_6$
		Hedenbergita	$CaFeSi_2O_6$
	Piroxeno alcalino	Jadeíta	$NaAlSi_2O_6$
		Agirina	$NaFeSi_2O_6$
		Espodumena	$LiAlSi_2O_6$
		Onfacita	$(Ca,Na)(Mg,Fe^{2+},Al)Si_2O_6$
Wollastonita	-	Al_2SiO_5	
Anfíbol	Ortorrómico	Antofilita	$(Mg,Fe)_7(OH)_2Si_8O_{22}$
	Monoclínico	Tremolita	$Ca_2(Mg)_5(OH)_2Si_8O_{22}$
		Actinolita	$Ca_2(Mg,Fe)_5(OH)_2Si_8O_{22}$
		Ferro-hornblenda	$Ca_2Fe_4^{2+}(Al,Fe^{3+})(OH)_2Si_7AlO_{22}$
		Magnesio-hornblenda	$Ca_2Mg_4(Al,Fe^{3+})(OH)_2Si_7AlO_{22}$

Grupo	Mineral	Fórmula
Anfibol	Glaucofano	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{OH})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}$
	Ruebeckita	Na-Fe con 15-30% Fe_2O_3
	Arfvedsonita	Na con 5-10% Na_2O

Fuente: Haldar (2020a).

Las cadenas de piroxenos y las cadenas dobles de anfíboles están unidas por varios cationes. La fórmula química general de los piroxenos es $\text{R}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$, y la de los anfíboles es $\text{R}_{14}((\text{OH})_4\text{Si}_{16}\text{O}_{44})$. En estas fórmulas, R es Mg, Fe^{2+} o Ca y, en muchos casos, Al, Fe^{3+} , Ti^{3+} , Mn^{3+} , Na, potasio (K) o Li. El enlace entre los átomos de O y los cationes que unen las cadenas es relativamente más débil que el que existe entre el O y el Si. Por lo tanto, la escisión tiene lugar en diagonal a través del cristal y no rompe las cadenas de Si-O (Huang y Wang, 2005).

Los ortopiroxenos son de origen pirogénico e ingredientes minerales regulares de rocas máficas y ultramáficas (gabro, norita, peridotita y lercololita). La hiperstena se encuentra a menudo en la traquita y la andesita, y puede ocurrir en el proceso metamórfico de contacto y metamorfismo regional como ingrediente de skarns y esquisto cristalino (especialmente gneis de biotita y granulita de piroxeno) (Haldar, 2020a).

Los clinopiroxenos son mezclas isomórficas de varios miembros finales diferentes y, por lo general, tienen una composición química muy compleja. Los piroxenos del grupo de diópsido-hedenbergita poseen una coloración dependiente de la cantidad de Fe, Mg y Al. El color del diópsido es verde pálido, y el de la hedenbergita, verde oscuro. El diópsido puede surgir de la cristalización del magma y es ingrediente común de rocas ígneas neutras, básicas y ultrabásicas. Se encuentra

a menudo en el mármol, la corneana, los esquistos verdes y los esquistos de metamorfismo de alto grado, especialmente en los esquistos de mica (Haldar, 2020a).

En los piroxenos alcalinos, la jadeíta se forma en rocas metamórficas bajo alta presión y temperatura relativamente baja (Haldar, 2020a). En su estado puro, su coloración es blanca, mientras que los colores verde y azul se atribuyen a Fe^{2+} y Fe^{3+} que sustituyen al Al en la estructura del cristal (Groat *et al.*, 2014). La agirina se presenta como cristales prismáticos monoclinicos de color verde oscuro y ocurre solo en rocas ígneas ricas en álcalis, principalmente sienita y traquita, y algunos granitos alcalinos (Haldar, 2020a). La espodumena es una fuente primaria de Li que puede ser incolora, amarillenta, violácea, lila, verde amarillenta y verde esmeralda con cristales de gran tamaño. Se encuentra en depósitos de pegmatita en asociación con otros minerales de silicato como feldespatos, micas y cuarzo (Bulatovic, 2015; Haldar, 2020a).

La onfacita es una variedad de piroxeno de color verde oscuro a pálido y casi incolora, y constituye un componente mineral importante de la eclogita, es decir, rocas metamórficas formadas en condiciones de alta presión y temperatura. La wollastonita está compuesta de silicato de Ca en el grupo de los inosilicatos, y la química es similar a la de los ciclosilicatos. Es un mineral metamórfico de contacto típico y, por lo tanto, un ingrediente regular de las rocas calizas arcillosas modificadas que han estado en contacto con el magma, especialmente el mármol de wollastonita, el skarn y la kornita (Haldar, 2020a).

La antofilita (anfíbol ortorrómbico) es el producto del metamorfismo de rocas ricas en Mg, especialmente rocas ígneas ultramáficas y lutitas dolomíticas impuras. Los anfíboles monoclinicos suelen constituir compuestos isomorfos complejos con una amplia posibilidad de reemplazar varios iones dife-

rentes, lo que resulta en una composición química compleja. El color de los anfíboles depende de su química, particularmente del Fe; la tremolita generalmente es de color blanco (sin Fe o porción muy pequeña), y la actinolita es verde (parte de Mg se reemplaza por Fe). Las hornblendas (ferro-hornblenda y magnesio-hornblenda) se encuentran en casi todas las rocas ígneas intrusivas, extrusivas y vetas y, en particular, diorita, granodiorita, andesita, gabro, diabasa y pegmatita (Haldar, 2020a).

En los anfíboles alcalinos, el glaucofano posee una coloración azul, ocurre a altas presiones y bajas temperaturas, y es un componente mineral importante de rocas metamórficas (esquistos glaucofano, algunas filitas y esquistos de mica). La riebeckita se encuentra en rocas ígneas que cristalizan a partir de magma rico en sodio (traquita alcalina, sienita, riolita y granito). La arfvedsonita es monocíclico de color gris-negro y se produce a partir del magma rico en sodio. Es constituyente mineral de la sienita alcalina, la fonolita y su pegmatita (Haldar, 2020a).

Tectosilicatos: Los tectosilicatos (SiO_2), silicatos de estructura u óxidos de Si, poseen tetraedros de sílice unidos cada uno a otros cuatro tetraedros. Todos los aniones O^{2-} en cada tetraedro se comparten entre dos tetraedros para dar una red tridimensional reticulada de tetraedros de sílice (Figura 10F) (Schaetzl y Anderson, 2005b). El cuarzo es el tectosilicato más conocido y común, que tiene como fórmula SiO_2 . Es principalmente un mineral primario heredado del material parental y se concentra por lo general en las fracciones de arena y limo de los suelos, con una frecuencia más baja en la fracción de arcilla gruesa (Schaetzl y Anderson, 2005b; Scheinost, 2005). Su pequeña superficie, su reducida cantidad de enlaces reactivos y la falta de sustitución isomórfica los hacen químicamente

muy inertes. El cuarzo tiene la capacidad de intercambio iónico más baja de todos los minerales del suelo (Scheinost, 2005).

Hay otros polimorfos de SiO_2 que incluyen los ópalos biogénicos o fitolitos, la tridimita y la cristobalita. No obstante, el cuarzo es el más estable en la superficie de la Tierra, el mineral más común en suelos y el segundo mineral más abundante en la corteza terrestre, solo superado por los feldespatos (Allen y Hakel, 1989; Scheinost, 2005). Estructuralmente, el α -cuarzo consiste en cadenas helicoidales emparejadas de esquinas que comparten tetraedros de SiO_4 , los cuales giran en espiral a lo largo del eje c, y las cadenas entrelazadas producen canales hexagonales abiertos (Figura 9M). En la cristobalita, en cambio, los túneles son más grandes (Figura 9N), y la densidad es menor que el cuarzo (Scheinost, 2005). La Tabla 6 muestra minerales de los grupos de los feldespatos, los feldespatoideos y las zeolitas.

El grupo feldespato es el conjunto petrogénico más importante de minerales de silicato debido a que cubre casi el 58 % de la corteza terrestre con altas proporciones en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas (Halдар, 2020a). Están presentes en prácticamente todos los sedimentos y suelos en cantidades que varían con la naturaleza del material parental y su grado de meteorización. Desempeñan un papel fundamental en la dinámica general de los macronutrientes K y Ca en los suelos (Huang y Wang, 2005). En su estructura, uno o dos de cada cuatro iones Si^{4+} son sustituidos por Al^{3+} , lo que le da a la estructura una carga neta negativa. Aquellos feldespatos en los que Ca^{2+} o Na^+ equilibran la carga estructural negativa se conocen como plagioclasas (Schaetzl y Anderson, 2005b). De acuerdo con el sistema de cristalización, los feldespatos pueden ser monoclinicos (ortoclasa y sanidina) o triclinicos (microclina, anortoclasa y plagioclasa). Pueden poseer colo-

res rosado, blanco, gris o marrón con veteados blancos (Haldar, 2020a, 2020b).

Los feldespatoideos son un grupo de minerales de tectosilicato y alúmina-silicato alcalino que se asemejan al feldespato, con una estructura diferente y muy pobre en contenido de sílice y elementos ricos en álcalis como Na, K y Li. La nefelina es el más extendido de todos los feldespatoideos que cristaliza en el sistema hexagonal, se encuentra en agregados granulares compactos y puede ser de color blanco, amarillo, gris, verde e incluso rojizo. Es característica de rocas alcalinas como nefelina sienitas y gneises, gabros alcalinos, en rocas hipoabissales ricas en Na, tobas, lavas y pegmatitas, como producto del metasomatismo de sodio. Tiene importancia económica como materia prima en la industria química, el curtido de cuero, la fabricación de vidrio, la cerámica y en pinturas (Haldar, 2020a). Por otro lado, la leucita es un mineral inestable que se destruye rápidamente en los minerales arcillosos de la superficie de la tierra.

Tabla 6. Tectosilicatos

Grupo	Mineral		Fórmula
Feldespato	Alcalino	Ortoclasa	$KAlSi_3O_8$
		Microclina	$KAlSi_3O_8$
		Sanidina	$(K,Na)AlSi_3O_8$
		Anortoclasa	$(Na,K)AlSi_3O_8$
	Plagioclasa	Albita	$NaAlSi_3O_8$
		Anortita	$CaAl_2Si_2O_8$

Grupo	Mineral		Fórmula
Feldespatoideos	Nefelina	-	$\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$
	Leucita	-	KAlSi_2O_6
Zeolita	Fibroso	Natrolita	$\text{Na}_2(\text{Si}_3\text{Al}_2)\text{O}_{10}$
	Monocíclico	Laumontita	$\text{Ca}(\text{Si}_4\text{Al}_2)\text{O}_{12}$
		Heulandita	$\text{Na}(\text{Ba,Ca,Sr})_4(\text{Si}_{27}\text{Al}_9)\text{O}_{72}$ $\text{KCa}_4(\text{Si}_{27}\text{Al}_9)\text{O}_{72}$ $(\text{Na,Ca})_6(\text{Si,Al})_{36}\text{O}_{72}$
		Clinoptilolita	$(\text{Ca,K,Na})_6(\text{Si}_{30}\text{Al}_6)\text{O}_{72}$
	Cúbico	Analcima	$\text{Na}(\text{Si}_2\text{Al})\text{O}_6$
		Filipsita	$(\text{Ca,K,Na})_6(\text{Si}_{10}\text{Al}_6)\text{O}_{32}$

Fuente: Haldar (2020a, 2020b); Schaetzl y Anderson (2005b).

Las zeolitas son silicatos estructurales en los que los tetraedros de sílice forman una estructura más abierta y menos uniforme que la que se observa en el cuarzo o los feldespatos (Schaetzl y Anderson, 2005b). Se pueden formar en basaltos y otras rocas ígneas máficas, así como de manera autogénica en rocas sedimentarias, particularmente las derivadas de rocas volcánicas, y se pueden encontrar en una variedad de entornos de suelo (Ming y Mumpton, 1989). Las zeolitas son productos de alteración comunes de cenizas basálticas y material palagónico en la Tierra, y se han propuesto como minerales potenciales que contienen agua en Marte (Helbert *et al.*, 2015). Hay tres usos principales de las zeolitas en las industrias: catálisis, separación de gases e intercambio iónico (Haldar, 2020a). Se utilizan para tratar aguas residuales contaminadas y como acondicionadores de suelos (Chowdhury *et al.*, 2016).

Filosilicatos: Los filosilicatos ($\text{Si}_2\text{O}_5^{2-}$) o silicatos hojosos son minerales secundarios arcillosos que contienen tetraedros de sílice en los que los tres iones O^{2-} en la base de cada uno se comparten entre dos tetraedros, y los tetraedros enlazados están dispuestos para formar una «hoja» de anillos pseudo-hexagonales (Figura 10G). Aquellos filosilicatos donde una hoja tetraédrica de sílice está unida a una hoja octaédrica se denominan filosilicatos 1:1, lo que significa que la celda unitaria consta de una hoja tetraédrica y una hoja octaédrica. En silicatos de capa 2:1, dos láminas tetraédricas de sílice rodean o hacen un emparedado con una lámina octaédrica. Aquellas arcillas 2:1:1 son arcillas 2:1 con una capa intermedia de hidróxido (Tabla 7) (Schaetzl y Anderson, 2005b; Sparks, 2003).

Tabla 7. Filosilicatos

Tipo	Grupo		Mineral	Fórmula
1:1	Caolín-serpentina	Caolín	Caolinita	$\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$
			Dickita	$\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$
			Nacrita	$\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$
			Halloysita	$\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$
		Serpentina	Antigorita	$(\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$
			Crisotilo	$\text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$
Lizardita	$\text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$			
2:1	Talco-pirofilita	Talco	Talco	$\text{Mg}_3(\text{OH})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$
			Minnesotaita	$\text{Fe}^{\text{II}}_3(\text{OH})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$
			Willemseíta	$\text{Ni}_3(\text{OH})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$

Tipo	Grupo		Mineral	Fórmula	
2:1	Talco-pirofilita	Pirofilita	Pirofilita	$Al_2(OH)_2Si_4O_{10}$	
			Ferripirofilita	$Fe_2(OH)_2Si_4O_{10}$	
	Esmectita-saponita	Esmectita	Montmorillonita	$Na_{0,33}(Al_{1,67}Mg_{0,33})(OH)_2Si_4O_{10}$	
			Beidelita	$Na_{0,33}Al_2(OH)_2(-Si_{3,67}Al_{0,33})O_{10}$	
			Nontronita	$Na_{0,33}Al_2(OH)_2(-Si_{3,67}Al_{0,33})O_{10}$	
		Saponita	Saponita	$Na_{0,33}Mg_3(OH)_2(-Si_{3,67}Al_{0,33})O_{10}$	
			Hectorita	$Na_{0,33}(OH)_2(Mg_{2,67}Li_{0,33})Si_4O_{10}$	
		Mica	Verdadera	Moscovita	$KAl_2(OH)_2AlSi_3O_{10}$
	Illita			$K_{0,65}Al_2(OH)_2Al_{0,65}Si_{3,35}O_{10}$	
	Paragonita			$NaAl_2(OH)_2AlSi_3O_{10}$	
	Biotita			$K(Mg,Fe)_3(OH)_2AlSi_3O_{10}$	
	Flogopita			$K(Mg,Fe)(OH)_2AlSi_3O_{10}$	
	Vermiculita			$(Mg,Al,Fe^{2+})_3(OH)_2(-Si,Al)_4O_{10}$	
	Quebradiza		Margarita	$CaAl_2(OH)_2(Al_2Si_2)O_{10}$	
			Clintonita	$Ca(Mg_{2,3}Al_{0,7})(OH)_2(Al_{2,7}Si_{1,3})O_{10}$	
	2:1:1	Clorita	-	Donbassita	$(Mg_{0,3}Al_{1,9}OH)_6(Al_{1,8}Mg_{0,2})(OH)_2(Si_{3,9}Al_{0,1})O_{10}$

Tipo	Grupo		Mineral	Fórmula
2:1:1	Clorita	-	Cookeita	$(Li_1 Al_{1,93} OH_6)$ $(Al_{1,78} Mg_{0,2})(OH)_2$ $(Si_{3,51} Al_{0,49})O_{10}$
			Clinocloro	$(Mg_2 Al_1 OH_6)Mg_3(O-$ $H)_2(Si_3 Al_0)O_{10}$

Fuente: Haldar (2020b, 2020a); Schaetzl y Anderson (2005b); Sparks (2003).

Filosilicatos 1:1. Estos filosilicatos están constituidos por el grupo caolín-serpentina, que se divide en caolín dioctaédricas (caolinita, dickita, nacrita, halloysita) y serpentinas trioctaédricas (antigorita, crisotilo, lizardita). El grupo caolín implica un conjunto de minerales de arcilla real de silicato de Al puro con grupos hidroxilo, siendo el más común la caolinita (Haldar, 2020a). Todos los miembros del grupo caolín poseen la misma composición química, de manera que la principal diferencia recae en la secuencia de apilamiento de capas, que se encuentran principalmente en partículas muy pequeñas (< 2 µm) y rara vez son visibles como cristales macroscópicos (Haldar, 2020a; Sparks, 2003). La caolinita es el único mineral con significancia petrogénica y es producida por la meteorización química de minerales de silicato de Al como el feldespato en rocas ígneas y metamórficas bajo la influencia del CO₂ (Haldar, 2020a).

Por su parte, las serpentinas se forman por alteración hidrotermal de olivino, piroxeno y peridotita, y también se encuentran en rocas ultramáficas ígneas y metamórficas (Schaetzl y Anderson, 2005b). El crisotilo se compone de capas 1:1 que se enrollan en fibras cilíndricas o espirales y es reconocido porque produce fibras de asbesto. Tanto la antigorita como la lizardita tienen una morfología laminar general (Bailey, 1980). La lizardita es el mineral serpentino petrogé-

nico más abundante e importante, es de color verde manzana y se encuentra comúnmente en asociación con el crisotilo. El color característico de la antigorita varía entre pálido, gris o gris verdoso, y cambia de verde oscuro a casi negro si se reemplaza parte del Mg isomórfico por Fe (Haldar, 2020a).

El grupo esmectita-saponita incluye los subgrupos esmectitas dioctaédricas y saponitas trioctaédricas. Las esmectitas del suelo tienden a formarse y persistir en suelos ricos en sílice, Mg^{2+} y Ca^{2+} . Estos iones móviles se encuentran en entornos con mal drenaje y en entornos de baja lixiviación con estaciones secas largas e intensas (Folkoff y Meentemeyer, 1985). La principal diferencia entre la montmorillonita y las otras dos esmectitas dioctaédricas (beidelita y nontronita) es que la sustitución isomorfa en estos minerales ocurre en la hoja tetraédrica (es decir, Al^{3+} sustituye a Si^{4+}) en lugar de en la hoja octaédrica (Sparks, 2003).

La montmorillonita es la composición principal de los minerales arcillosos en el sedimento y las partículas en suspensión. A los suelos o sedimentos que la contienen se les reconoce como buenos adsorbentes debido a la existencia de diversos sitios activos en la superficie y los sitios de intercambio iónico (Saeedi *et al.*, 2013). En el grupo de las saponitas trioctaédricas (seponita y hectorita), aunque Mg domina los sitios octaédricos en estos minerales, se produce una sustitución parcial de Li^+ por Mg^{2+} en la hectorita (Madejová *et al.*, 2017).

Las micas han sido uno de los grupos minerales más extendidos en la litosfera. Este grupo contiene minerales que son ingredientes clave de muchas rocas ígneas y rocas metamórficas. Los minerales primarios del grupo de la mica, especialmente la moscovita, son constituyentes regulares de rocas sedimentarias clásticas, particularmente arena y arenisca. Algunos tipos de esquistos cristalinos (esquistos de mica

y filitas) están compuestos casi en su totalidad por mica. En los gneises, las micas son ingredientes habituales y muy importantes (Haldar, 2020a). Aunque existen muchos tipos de micas, solo la moscovita y la biotita son comunes en los suelos (Schaetzl y Anderson, 2005b).

La moscovita se forma por cristalización de magma a partir de gases calientes, vapores (pneuma) y solución caliente. Se encuentra en granitos, pegmatitas, gneis y esquistos, y como roca metamórfica de contacto (Haldar, 2020a). La biotita es la segunda mica del suelo más común, aunque puede ser localmente importante en suelos jóvenes derivados de material parental máfico. En general, es el constituyente de muchas rocas ígneas, sobre todo la pegmatita, el granito, la tonalita, la granodiorita, la diorita y la sienita, y también forma parte del esquistos cristalino del grupo de mica-esquistos y gneis (Haldar, 2020a; Schaetzl y Anderson, 2005b). La moscovita y la biotita difieren por tener una hoja trioctaédrica en la que Fe^{2+} es el catión octaédrico dominante. El Fe^{2+} le da a la biotita un color más oscuro que la moscovita y también permite que la biotita se meteorice más rápido (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Filosilicatos 2:1:1. El grupo de la clorita pertenece a este tipo de filosilicatos y está conformado por cloritas dioctaédricas (donbassita y cookeita) y la clorita trioctaédrica clinocloro (Sparks, 2003). La clorita es generalmente un mineral arcilloso inestable, limitado a áreas con suelos poco desarrollados derivados de materiales parentales que contienen clorita, o en climas fríos donde se inhibe la meteorización (Yemane *et al.*, 1996). Se forma mediante procesos metamórficos regionales a temperaturas más bajas y es componente regular del esquistos metamórfico de bajo grado, particularmente la clorita y el esquistos verde.

Son ingredientes secundarios regulares de rocas ígneas, resultantes de modificaciones hidrotermales de minerales primarios de Fe y Mg a temperaturas que oscilan entre 50-400 °C; principalmente, mica, piroxeno, anfíbol, granate y olivino. Estos minerales son comunes en las rocas sedimentarias y, por lo general, en pequeñas cantidades. Puede convertirse rápidamente en vermiculita, minerales en capas mixtas de esmectita con capas desordenadas de vermiculita clorita y esmectita clorita por la intemperie (Halдар, 2020a).

Cloruros. Los cloruros tienen una estructura simple, con cada ion Na^+ coordinado octaédricamente a seis aniones Cl^- , y cada anión Cl^- rodeado por seis aniones Na^+ (Schaetzl y Anderson, 2005b). Los cloruros son extremadamente solubles y ocurren principalmente como costras de sal en la superficie de suelos áridos, en particular aquellos derivados de material parental salino o influenciados por aguas salinas o aerosoles (Doner y Lynn, 1989). Los minerales halita, silvita y carnalita de este grupo contienen cloruro exclusivo con significado petrogénico (Halдар, 2020a).

La halita (NaCl) es la forma mineral del cloruro de Na y se conoce comúnmente como sal de roca. Es incolora o blanca, pero también puede ser azul claro, azul oscuro, violeta, rosa, rojo, naranja, amarillo y gris según la cantidad y el tipo de impurezas. La silvita (KCl) se encuentra estrechamente con la halita como ingrediente mineral esencial de los sedimentos de evaporita (depósitos de sal). La carnalita ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) es incolora o de color blanco a rojizo pálido, y se puede hallar junto con la halita y la silvita (Halдар, 2020a).

Carbonatos. Los carbonatos son sales de ácido carbónico caracterizadas por la presencia del ion carbonato CO_3^{2-} (Halдар, 2020a). Los principales carbonatos que se encuentran en los suelos son la aragonita y la calcita (CaCO_3), la magnesita

(MgCO_3), la dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), la ankerita ($(\text{Ca,Fe,Mg})_2(\text{CO}_3)_2$), la siderita (FeCO_3) y la rodocrosita (MnCO_3) (Haldar, 2020a; Sparks, 2003). Los elementos minerales petrogénicos importantes del grupo de los carbonatos son los carbonatos de Ca, Mg y Fe (aragonita, calcita y dolomita) (Haldar, 2020a).

La calcita es el carbonato del suelo más común, componente mineral de la piedra caliza, la marga y el mármol. Puede ser pedogenética (se forma en zonas de raíces donde las concentraciones de CO_2 son altas) o heredada de materiales parentales calcáreos (Haldar, 2020a; Schaetzl y Anderson, 2005b). Por otra parte, se cree que la dolomita del suelo se hereda de sedimentos calcáreos o polvo eólico (Schaetzl y Anderson, 2005b). Finalmente, la aragonita, junto con la calcita, es una forma cristalina común de carbonato de calcio que se forma por procesos biológicos y físicos, incluida la precipitación de ambientes marinos y de agua dulce (Haldar, 2020a).

Sulfatos, sulfuros y fosfatos. Los sulfatos son sales de ácido sulfúrico que se presentan como los principales componentes de los sedimentos de las evaporitas (Haldar, 2020a). El yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) es el mineral de sulfato más común en suelos secos y puede ser heredado o pedogenético. Es muy suave, de color blanco o incoloro, y según la mezcla de materia orgánica y arcilla puede ser de color gris o gris pardo (Haldar, 2020a; Schaetzl y Anderson, 2005b). Otros minerales de este tipo son la anhidrita (CaSO_4) y la barita (BaSO_4), que se utiliza ampliamente en la fabricación de papel, pintura, material aislante para protección contra las radiaciones y además como lodos de perforación para aumentar su densidad (Haldar, 2020a).

Los minerales de sulfuros son compuestos de metales de transición con S. Son muy frecuentes y están ampliamente distribuidos como mena y minerales petrogénicos, siendo los más

importantes la pirita (FeS_2), la marcasita (FeS_2) y la pirrotita (FeS) (Haldar, 2020a). La pirita es el mineral de sulfuro más común en los suelos y se oxida rápidamente cuando se expone al aire o al agua rica en O (Doner y Lynn, 1989). Ocurre por cristalización de magma, de soluciones hidrotermales, sedimentos en condiciones reductoras y procesos metamórficos, es de color amarillo latón, y se encuentra como mineral formador de rocas en granos cúbicos regulares y grupos de agregados de grano fino. La marcasita, entretanto, es una modificación ortorrómbica de la sustancia FeS_2 y generalmente se asocia con rocas sedimentarias en forma de agregados esféricos (Haldar, 2020a).

Los fosfatos son sales de ácido fosfórico que no son abundantes en los suelos, aunque se ha identificado apatita ($\text{Ca}_5(\text{F,Cl,OH})(\text{PO}_4)_3$) en suelos jóvenes. En general, los minerales de fosfato son menos solubles que los carbonatos o los sulfatos (Haldar, 2020a; Lindsay *et al.*, 1989). La apatita es un mineral común y, a menudo, un ingrediente mineral secundario en casi todas las rocas ígneas, especialmente en la pegmatita y las rocas ígneas máficas que se forman como vetas. El uso principal de la apatita es la fabricación de fertilizantes y constituye una fuente de fósforo (P); ocasionalmente también se usa como piedra preciosa (Haldar, 2020a).

Relieve

El relieve puede definirse como el conjunto de formas que presenta la corteza terrestre (litosfera). Las funciones del suelo que examinan los efectos del relieve se denominan secuencias o catenas, enfatizando en el impacto de la topografía. El término «hidrosecuencia» también se usa para este tipo de función del suelo, especialmente cuando el efecto de la profundidad del nivel freático es motivo de preocupación (Schaeztl

y Anderson, 2005e). El relieve puede clasificarse en diferentes tipos dependiendo de la escala espacial: mega, macro, meso, micro y nanorrelieve.

Los megarrelieves son de escala global y continental, y en ellos hay una fuerte influencia de fuerzas y de procesos geológicos. En los macrorrelieves, de orden regional, las geofor-mas pueden expresar la influencia de la litología y/o de las estructuras geológicas, generando un relieve estructural. Los mesorrelieves corresponden a relieves locales; los microrrelie-ves, a complejos de orillales, y los nanorrelieves, a casos como los hormigueros (Jaramillo, 2002).

El factor relieve conlleva una serie de subfactores, entre los que Jenny (1941) destacó los efectos de la pendiente y el nivel freático. A su vez, dentro de este último se encuentran subfactores como la humedad del suelo, el grado de oxidación dentro del agua subterránea y las diferencias de vegetación (Daniels y Buol, 1992).

Pendiente. La pendiente o gradiente es el grado de inclinación que presenta la superficie del terreno con respecto a un plano imaginario horizontal. De acuerdo con el porcentaje de la pendiente y la forma del terreno, el relieve recibe diferentes nombres (Tabla 8). En gradientes inclinadas, los suelos suelen desarrollarse poco ya que la cantidad de agua presente es poca o nula, y como consecuencia se afecta el crecimiento normal de las plantas. Adicionalmente, la erosión acelerada en las pendientes inclinadas trae consigo pérdida de volumen, por lo que los suelos suelen ser delgados, y en algunos sitios afloran los horizontes B o C.

En contraste, los suelos mal drenados y anegados en las tierras bajas suelen ser gruesos y oscuros como resultado de la acumulación de materia orgánica. El terreno óptimo para el desarrollo de un suelo es una superficie plana o ligeramente

ondulada en tierras altas donde se encuentran buen drenaje, erosión mínima e infiltración suficiente del agua en el suelo (Tarbuck y Lutgens, 2005).

La longitud de la pendiente es un subfactor del relieve que controla en gran medida la escorrentía y la erosión hídrica acelerada del suelo. Bajo las mismas condiciones climáticas y litológicas, aquellos gradientes más largos generarán mayor escorrentía y tendrán más altas probabilidades de producir erosión que los más cortos (Jaramillo, 2002).

Además, la orientación o dirección de la pendiente es otro subfactor que impacta al suelo de manera indirecta a través de su efecto sobre el microclima (Hunckler y Schaetzl, 1997). El ángulo de incidencia del sol varía de una dirección de pendiente a otra debido a las diferencias en la topografía local y el sombreado parcial posterior del paisaje (Lee y Baumgartner, 1966). Las latitudes ecuatoriales prácticamente no se ven afectadas por este fenómeno de sombreado porque la radiación solar se recibe desde ángulos tanto al norte como al sur (y siempre muy cerca) del cenit celeste durante todo el año.

Tabla 8. Clasificación del relieve según la pendiente y la morfología del terreno

Forma del terreno	Pendiente (%)	Nombre del relieve
Plano horizontal o subhorizontal	< 1	Plano horizontal
	1-3	Plano subhorizontal o casi plano
Plano inclinado	3-7	Ligeramente inclinado
	7-12	Inclinado
	12-25	Fuertemente inclinado

Forma del terreno	Pendiente (%)	Nombre del relieve
Ondulado (ondulaciones cortas)	3-7	Ligeramente ondulado
	7-12	Inclinado
	12-25	Fuertemente inclinado
Quebrado (diferentes formas, inclinación y longitud)	7-12	Ligeramente quebrado
	12-25	Quebrado
	25-50	Fuertemente quebrado
Escarpado (inclinación fuerte y larga, diferencias de nivel apreciables)	50-75	Escarpado
	> 75	Muy escarpado

Fuente: Jaramillo (2002); Mosquera (1986).

En otras latitudes, la dirección de la pendiente es un subfactor muy importante para el desarrollo del suelo porque el ángulo solar es más bajo y el sol siempre está en un hemisferio (sur o norte) (Schaetzl y Anderson, 2005e). La diferencia en la cantidad de radiación solar recibida producirá variaciones de temperatura y humedad del suelo, que también pueden influir en la naturaleza de la vegetación y el carácter del suelo (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Clima

El clima es claramente uno de los factores de estado más importantes (Yaalon, 1983). Sin embargo, las secuencias climáticas (climosecuencias) en general, por su propia naturaleza, son difíciles de aislar. El factor clima se definió originalmente como el clima regional, aunque es evidente que el clima

al que reacciona el suelo está influenciado por la cubierta biótica que se encuentra entre él y la atmósfera, la dirección de la pendiente, la capa de nieve y muchos otros factores. Por lo tanto, el clima del suelo es a menudo algo muy diferente al clima atmosférico regional (Schaetzl e Isard, 1991).

En primer lugar, el clima rara vez es independiente de la biota y, por lo tanto, una secuencia bioclimática es mucho más común y fácil de encontrar que una secuencia climática pura. En segundo lugar, por su propia naturaleza, el clima siempre está cambiando. Por lo tanto, es difícil saber realmente cómo existieron los aspectos de la variación climática a lo largo de la «secuencia climática moderna» en el espacio y la magnitud en el pasado geológico (Schaetzl y Anderson, 2005e). Los factores climáticos que tienen influencia en la evolución del suelo son la precipitación, la temperatura, la evapotranspiración y el viento (Jaramillo, 2002; Schaetzl y Anderson, 2005e).

La temperatura y la precipitación son los climofactores que ejercen el efecto más fuerte sobre la formación del suelo, pues sus variaciones determinan si predominará la meteorización química o la mecánica, y también influyen en gran medida en la velocidad y profundidad de la meteorización (Tarbuck y Lutgens, 2005). La temperatura —o, en realidad, la radiación solar— ejerce una influencia menos evidente en las propiedades del suelo que la precipitación. La mayor parte de la radiación entrante se utiliza para la evapotranspiración. Así, el efecto de la temperatura sobre la pedogénesis es principalmente indirecto, controlando la cantidad de humedad disponible para los procesos de formación del suelo (Yaalon, 1983). Pedogenéticamente, las condiciones contrastantes de humedad y sequía favorecen procesos de translocaciones en el suelo, mientras que condiciones de humedad permanente, sin saturación, propician transformaciones y pérdidas (Jaramillo, 2002).

Organismos

Los organismos desempeñan un papel esencial en la formación del suelo al tener influencia sobre sus propiedades físicas y químicas. Participan en la descomposición y transformación de la materia orgánica, la meteorización de los minerales, la formación de agregados y la producción de minerales (biomineralización). Las comunidades de suelo son sistemas jerárquicos donde varios tipos de organismos habitan volúmenes de suelo críticamente diferentes (FAO *et al.*, 2020). El número, la composición y la diversidad de especies en un ecosistema particular dependen de muchos factores, como la temperatura, la humedad, la acidez, el contenido de nutrientes y la naturaleza de los sustratos orgánicos (Orgiazzi *et al.*, 2016a).

Si bien el material parental determina el tipo de suelo y la textura de este a través del tamaño de las partículas primarias, la actividad biológica afecta directamente la agregación de los granos minerales en unidades secundarias. La actividad y la diversidad de la biota del suelo son esenciales para la estructuración del recurso, contribuyendo así a la formación y regeneración de este (FAO *et al.*, 2020).

Según Swift *et al.* (1979), los organismos del suelo pueden clasificarse según su ancho corporal. Este parámetro varía de 20 nm (0,02 μm) a 20-30 cm (200-300 mm), y tradicionalmente da lugar a cuatro clases de tamaño: micro, meso, macro y megafauna.

Microbiota y microfauna. La microbiota, incluidos los virus, las bacterias, las arqueas y los hongos (20 nm-10 μm) y la microfauna como los protozoos y los nemátodos (10 μm a 0,1 mm), vive principalmente en soluciones del suelo en agua gravitacional, capilar e higroscópica, y participa en la descomposición de la materia orgánica del suelo, así como en la meteo-

rización de los minerales (FAO *et al.*, 2020). Se ha demostrado que los microorganismos también cumplen un papel esencial en la producción de minerales (biomineralización).

Biometeorización. La meteorización de minerales por parte de comunidades microbianas es un proceso clave que sustenta la formación del suelo y los ciclos biogeoquímicos globales. Al facilitar la disolución de los minerales y la degradación de las rocas, los microorganismos mejoran la liberación de elementos de sus reservorios geológicos y realizan importantes transformaciones elementales (Samuels *et al.*, 2020). En este proceso se destacan las bacterias por su diversidad filogenética y metabólica, así como por su capacidad para adaptarse y colonizar ambientes extremos no tolerados por otros organismos y para desarrollar biopelículas (Gorbushina, 2007).

Existe una diversidad de mecanismos que las bacterias pueden usar para meteorizar rocas y minerales. Entre ellos se incluyen las reacciones de oxido-reducción y las reacciones de acidólisis y quelación (Samuels *et al.*, 2020; Uroz *et al.*, 2009). En la Tabla 9 se proporcionan algunos ejemplos de bacterias que tienen la capacidad de solubilizar minerales.

Tabla 9. Bacterias solubilizadoras de minerales

Mineral solubilizado	Microorganismo	Fuente
Biotita	<i>Sphingomonas</i>	Uros <i>et al.</i> (2007)
	<i>Burkholderia</i>	
	<i>Collimonas</i>	
	<i>Pseudomonas</i>	

Mineral solubilizado	Microorganismo	Fuente
Fosfato	<i>Acinetobacter</i>	Hameeda <i>et al.</i> (2006); Vassilev <i>et al.</i> (2006)
	<i>Serratia</i>	
	<i>Pseudomonas</i>	
	<i>Enterobacter</i>	
Granito	<i>Burkholderia</i>	Song <i>et al.</i> (2007); Wu <i>et al.</i> (2008)
	<i>Bacillus</i>	
Hornblenda	<i>Arthrobacter</i>	
	<i>Streptomyces</i>	
Pirita	<i>Thiobacillus ferrooxidans</i>	Mustin <i>et al.</i> (1992)

Fuente: elaboración propia.

Los hongos también ejercen un rol importante en la meteorización de minerales. Durante la meteorización biomecánica, pueden penetrar en los minerales formando túneles y canales, mientras que en la meteorización bioquímica movilizan elementos contenidos en minerales mediante acidólisis, complejólisis, redoxólisis y acumulación de metales en su biomasa (Bindschedler y Verrecchia, 2019). Los hongos micorrízicos (simbiontes de plantas) tienen la capacidad de meteorizar las rocas para obtener P, que suministran a su planta huésped, entre otros nutrientes y servicios, a cambio de carbono (C) orgánico fotosintetizado (Gadd, 2007).

Biom mineralización. Una gran variedad de minerales resulta de las vías de biom mineralización individuales vinculadas a la filogenia y la actividad metabólica de los microorganismos in-

volucrados (Minsky *et al.*, 2002; Weiner y Dove, 2003). Los biominerales microbianos pueden diferir de sus equivalentes formados inorgánicamente en forma, tamaño, cristalinidad, composición isotópica y de oligoelementos (Weiner y Dove, 2003). La microbiota, en especial las bacterias, produce minerales de dos formas distintas: mineralización biológicamente inducida (BIM, por su sigla en inglés) y mineralización biológicamente controlada (BCM, por su sigla en inglés). Los hongos, por su parte, interactúan con el carbonato de calcio a través de biomineralizaciones, afectando así la reserva de carbón inorgánico (FAO *et al.*, 2020). La Tabla 10 muestra algunos minerales formados por biomineralización microbiana y los organismos responsables.

Tabla 10. Minerales formados por biomineralización microbiana y los microorganismos responsables

Mineral	Microorganismo	Fuente
Oxihidróxido de Fe	<i>Mariprofundus ferrooxydans</i>	Chan <i>et al.</i> (2009)
Óxido verde	<i>Shewanella putrefaciens</i>	Kukkadapu <i>et al.</i> (2004)
Magnetita	<i>Shewanella putrefaciens</i>	Faivre y Schüler (2008); Kukkadapu <i>et al.</i> (2004)
	<i>Desulfovibrio magneticus</i>	
	<i>Magnetospirillum magnetotacticum</i>	
Goethita, hematita	<i>Gallionella ferruginea</i>	Hallberg y Ferris (2004)

Mineral	Microorganismo	Fuente
Ferrihidrita	<i>Gallionella ferruginea</i>	Hallberg y Ferris (2004); Kennedy <i>et al.</i> (2004)
	<i>Leptothrix ochracea</i>	
Maghemita	<i>Actinobacter sp.</i>	Bharde <i>et al.</i> (2008)
Schwertmanita, jarosite, tooleita	<i>Acidithiobacillus ferrooxidans</i>	Egal <i>et al.</i> (2009)
Rodocrosita	<i>Leptothrix discophora</i>	Zhang <i>et al.</i> (2002)
Óxidos de Mn	<i>Leptothrix discophora</i>	Brouwers <i>et al.</i> (2000); Tebo <i>et al.</i> (2004)
	<i>Pseudomonas putida</i>	
	<i>Bacillus sp.</i>	
Calcita	<i>Bacillus megaterium</i>	Lian <i>et al.</i> (2006); Rivadeneyra <i>et al.</i> (2000)
	<i>Nesterenkonia halobia</i>	
Aragonita	<i>Synechococcus leopoliensis</i>	Obst <i>et al.</i> (2009); Rivadeneyra <i>et al.</i> (2000)
	<i>Nesterenkonia halobia</i>	
Dolomita	<i>Nesterenkonia halobia</i>	Rivadeneyra <i>et al.</i> (2000)
Silicatos	Diatomeas	De Vrind-de Jong y De Vrind (1997); Fortin <i>et al.</i> (1996); Mera y Beveridge (1993)
	Radiolarios	
	<i>Thiobacillus</i>	
	<i>Bacillus subtilis</i>	

Fuente: elaboración propia.

En la BIM, la nucleación y el crecimiento de biominerales son procesos extracelulares desencadenados por la actividad

metabólica del microorganismo (Heim, 2011; Lowenstam y Weiner, 1989). La biomineralización tiene lugar debido a los cambios en el equilibrio químico del entorno circundante y también puede estar relacionada con productos metabólicos particulares. Los biominerales resultantes suelen mostrar una cristalinidad escasa, son químicamente heterogéneos y, a menudo, están estrechamente asociados con la pared celular (Frankel y Bazylnski, 2003).

Por otra parte, la BCM implica que el organismo controla activamente el sitio de nucleación, el crecimiento, la morfología y la ubicación final del mineral (Bazylnski y Frankel, 2003; Lowenstam y Weiner, 1989). Aunque los modos de ejercer control cristalquímico sobre el proceso de mineralización pueden variar mucho entre especies, la característica común de BCM es que la formación de minerales tiene lugar en un ambiente cerrado y aislado (Heim, 2011).

Formación de materia orgánica y agregados. La microfiora, entre ella las bacterias, los hongos y los protozoos unicelulares, desempeña un papel activo en la descomposición de los restos vegetales y animales. En el caso de los nemátodos, como consumidores son enlaces importantes para el flujo de C desde los microorganismos y la materia en descomposición hacia los animales de niveles tróficos superiores (Ferris, 2010). Durante la formación de la materia orgánica del suelo (MOS), nutrientes como el nitrógeno (N), P y S son incorporados en su estructura, la cual consiste en aproximadamente 50-55 % de C, 5 % de H, 33 % de O, 4,5 % de N y 1 % de S y P. Además, otros metales y micronutrientes como Ca, Zn y Cu están presentes en cantidades mucho más pequeñas (Horwath, 2007).

Las sustancias húmicas son el mayor componente de la MOS (60 %) y se consideran clave del ecosistema terrestre debido a que son responsables de una gran cantidad de reaccio-

nes químicas complejas en el suelo (Trevisan *et al.*, 2010). No se pueden descomponer con facilidad por sus interacciones íntimas con las fases minerales del suelo y son químicamente complejas para ser utilizadas por microorganismos. Una de las características más llamativas de estas sustancias es su capacidad para interactuar con iones metálicos, óxidos, hidróxidos, compuestos minerales y orgánicos (Albers *et al.*, 2008).

Las bacterias, como principales heterótrofos del suelo, desempeñan un papel esencial en las transformaciones del C y el ciclo de nutrientes. Los quimioorganótrofos, como descomponedores, se caracterizan por su capacidad para mineralizar los compuestos orgánicos y el ciclo del C. Entretanto, los quimiolitótrofos obtienen su energía de los compuestos inorgánicos y son impulsores clave del ciclo de S, N, Fe y otros elementos que transforman los compuestos inorgánicos en formas utilizables por las plantas (Madigan *et al.*, 2015).

Las comunidades bacterianas afectan directamente la estructura y funcionalidad del suelo al secretar sustancias poliméricas extracelulares (EPS, por su sigla en inglés), que unen las partículas y mejoran la agregación del suelo a través de microagregados (Costa *et al.*, 2018). La acumulación progresiva de estas sustancias en combinación con hifas de hongos puede convertirse en bloques de construcción durante la formación de nuevos macroagregados en el suelo.

Los hongos, a través de sus interacciones con las plantas y el ciclo del C de la red trófica del suelo, son los principales contribuyentes a las reservas de C de los suelos de todo el mundo y, al igual que las bacterias, son importantes para inmovilizar o retener nutrientes en el suelo. Los hongos saprófitos descomponen la materia orgánica en biomasa fúngica, CO₂ y moléculas pequeñas, como ácidos orgánicos. Estos últimos ayudan a aumentar la acumulación de materia orgánica rica en ácidos

húmicos que es resistente a la degradación y puede permanecer en el suelo durante cientos de años (Ingham, 2000).

Las comunidades fúngicas son parte integral en la formación de agregados del suelo por medio de dos vías: la física, en la cual las hifas entrelazan partículas de suelo más pequeñas con agregados más grandes, y la bioquímica, relacionada con la proteína glomalina de los hongos micorrízicos arbusculares que quedan en el suelo después de que mueren las hifas (Rillig, 2004).

En un sentido amplio, la actividad de los microorganismos en el suelo está íntimamente ligada al clima. A bajas temperaturas o en condiciones de mucha humedad, se reduce la descomposición bacteriana y se acumula materia orgánica. En las condiciones cálidas y húmedas de los trópicos, la actividad bacteriana y fúngica es intensa (Orgiazzi *et al.*, 2016b).

Mesofauna. La mesofauna (0,1-2 mm) son microartrópodos (ej., ácaros, colémbolos, proturanos, dipluros, enqui-tréidos, pseudoescorpiones, pequeñas larvas de insectos) que viven en las cavidades del suelo llenas de aire y forman microagregados coprogénicos (turba sedimentaria), aumentan la superficie de interacciones bioquímicas activas en el suelo y participan en la transformación de la materia orgánica (FAO *et al.*, 2020; Nielsen, 2019). Los más abundantes y diversos miembros de la mesofauna son los ácaros (Acari) y los colémbolos (Collembola).

Los ácaros son principalmente detritívoros o fungívoros, y se alimentan directamente de materiales orgánicos en descomposición o de hongos y microorganismos que crecen sobre ellos, por lo que son importantes en la dispersión de agentes bacterianos y fúngicos de descomposición orgánica que a menudo pueden pasar sin digerir y se dispersan a través de la deposición asociada de gránulos fecales (OConnor, 2009).

Contribuyen a la fragmentación de la hojarasca y producen abundantes gránulos fecales enriquecidos de nutrientes envueltos en una membrana peritrófica rica en quitina, los cuales se descomponen lentamente, persisten en el perfil del suelo durante mucho tiempo, actúan como fertilizante de liberación lenta y contribuyen a la formación de agregados de suelo estables (Coleman, 2008; Hågvar, 2016; Maaß *et al.*, 2015).

Los colémbolos son consumidores de hifas de hongos, microalgas y/o vegetación en descomposición, aunque algunas especies pueden alimentarse directamente de material vegetal. Aceleran la descomposición de la MOS mediante la ingestión de material orgánico y la producción de heces. Alteran el ciclo del C indirectamente ya que ayudan a los microorganismos a descomponer el material aumentando la superficie del material vegetal muerto ingerido para que sea más accesible al ataque microbiano. También pueden inocular comunidades microbianas directamente en el material para descomponerlo, contribuyendo al ciclaje de nutrientes. Asimismo, influyen en la alteración de la estructura del suelo a través de la trituración de la hojarasca, la fundición y otros mecanismos de desintegración (FAO *et al.*, 2020).

Macrofauna. La macrofauna (2-20 mm) son grandes invertebrados (ej., lombrices de tierra, cochinillas, hormigas, termitas, escarabajos, arácnidos, miriápodos, larvas de insectos). Incluyen transformadores de basura, depredadores, algunos herbívoros e ingenieros de ecosistemas, que se mueven a través del suelo causando perturbación y aumentando la permeabilidad del agua y la aireación del recurso. Así, crean nuevos hábitats para organismos más pequeños. Sus heces son puntos críticos de diversidad y actividad microbiana (FAO *et al.*, 2020; Orgiazzi *et al.*, 2016a).

Las lombrices, las termitas y las hormigas son consideradas ingenieros de ecosistemas que por su intensa actividad de excavación y alimentación pueden transformar profundamente el ambiente circundante, lo que resulta en cambios marcados en la biodiversidad del suelo y funciones asociadas (Tondoh *et al.*, 2019). Contribuyen a la agregación del suelo y previenen su erosión.

Megafauna. La megafauna (> 20 mm) son vertebrados del suelo que rara vez superan 1 kg de peso (Orgiazzi *et al.*, 2016a; Swift *et al.*, 1979) y crean heterogeneidad espacial en la superficie del suelo y en su perfil a través del movimiento (FAO *et al.*, 2020). Esto contribuye directamente al crecimiento y la biomasa de las plantas, y al paso de agua y aire.

La megafauna está conformada por mamíferos, entre los que se encuentran topos (Talpidae), musarañas (Soricidae) y algunos roedores como la rata topo desnuda *Heterocephalus glaber* (Bathyergidae) y la rata topo de Damara *Fukomys damarensis* (Bathyergidae). También incluye anfibios como las salamandras y las cecilias (orden Gymnophiona), y reptiles como las serpientes ciegas y los lagartos sin patas. Algunos mamíferos, como liebres, conejos, erizos y zorros, pueden construir sus guaridas en el suelo, pero no forman parte de la megafauna del suelo. Los vertebrados que pueden ser incluidos en la megafauna del suelo son solo los que lo utilizan como hábitat y lugar de alimentación (Orgiazzi *et al.*, 2016a).

Plantas. Las plantas contribuyen al desarrollo de los suelos, al proporcionar materia orgánica para su descomposición, y a la formación de agregados. El contenido de MOS depende del tipo aporte de materiales orgánicos que se haga a dicho suelo, así como de la velocidad con la cual estos se descomponen (Jaramillo, 2002). La descomposición puede verse como un proceso en cascada por el cual el material orgánico muerto

primario experimenta una sucesión de transformaciones físicas y químicas que conducen a la mineralización de parte del recurso y al almacenamiento de compuestos resistentes como el humus (Schaefer *et al.*, 2009). La formación de sustancias húmicas es el resultado de muchos eventos de oxidación e hidrólisis que crean materiales con mayor contenido de C y H y menor contenido de O en comparación con el tejido animal, microbiano y vegetal original (Horwath, 2007).

La mayoría de los insumos de las plantas son polímeros como la celulosa y la lignina, que contienen pocos nutrientes esenciales para facilitar la descomposición. Constituyentes citoplásmicos como azúcares, compuestos amino y los ácidos orgánicos comprenden hasta el 10 % del peso seco de los residuos vegetales (Horwath, 2007, 2002). Las proteínas y los azúcares se degradan rápidamente y exhiben altas tasas de renovación, mientras que el recambio de polímeros como la celulosa, la lignina y el peptidoglicano, que requieren amplias series de enzimas y sucesión microbiana, tienen tasas de recambio más largas (Chesworth *et al.*, 2008). La lignina es probablemente el principal precursor de las sustancias húmicas, las cuales, en función de su solubilidad, se pueden clasificar en ácidos húmicos (insolubles por debajo de pH 2), ácidos fúlvicos (solubles a cualquier pH) y huminas (insolubles en agua) (Tranvik, 2014). Estas últimas, en particular, son la parte del humus más resistente a la descomposición.

La formación y la estabilidad de agregados del suelo también están relacionadas con las raíces de las plantas. Por una parte, la formación se ve favorecida a medida que dichas raíces atraviesan el suelo, ejerciendo una presión considerable que fuerza a las partículas a juntarse (Allison, 1973; Pérès *et al.*, 2013). En tal proceso, si bien es posible que las raíces ocasionalmente penetren en los agregados y rompan algunos de

ellos, esto no parece ser un efecto importante; su crecimiento es principalmente entre dichos elementos (Allison, 1973).

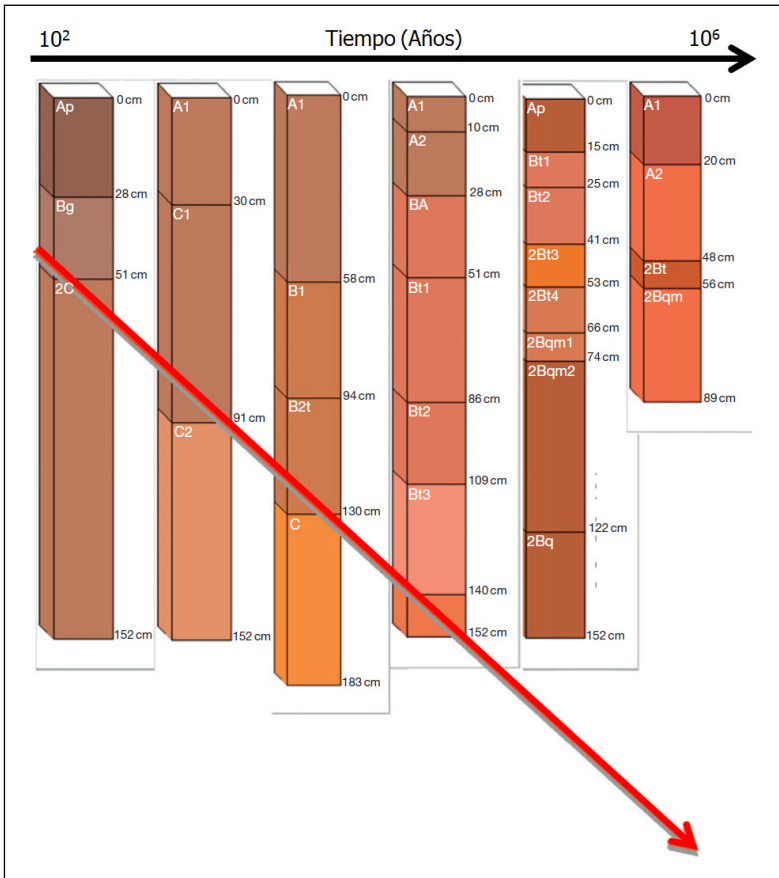
Por otra parte, la estabilidad de los agregados se relaciona con la diversidad vegetal. Así, puede verse favorecida por las mezclas de plantas con alta frecuencia de gramíneas, que aumentan la biomasa de las raíces, las concentraciones de C orgánico del suelo y los microorganismos del recurso. En cambio, un entorno con leguminosas posiblemente resulte menos favorable (Pérès *et al.*, 2013).

Además de la biomasa de las raíces, otras características como la densidad de longitud y el diámetro de ellas son importantes para la estabilidad de los agregados (Gyssels *et al.*, 2005; Pohl *et al.*, 2012). Asimismo, se destacan el desprendimiento de células de la pared y la secreción de polisacáridos que ayudan a unir partículas como aportes de las raíces a dicha estabilidad (Allison, 1973).

Tiempo

El tiempo es un componente importante de todos los procesos geológicos, así como en la génesis de los suelos, pues la naturaleza de estos es influenciada por la duración de los procesos pedogenéticos que actúan en su formación. Es así como en una cronosecuencia se examinan una serie de suelos de diferentes edades para obtener información valiosa sobre su evolución, particularmente las etapas de desarrollo que pueden atravesar (Schaetzl y Anderson, 2005b). Es decir, la edad del suelo está determinada directamente por el tiempo en el cual los procesos pedogenéticos han actuado sobre él. A manera de ejemplo, en la Figura 11 se muestra una representación esquemática de cómo cambian los perfiles del suelo en función del tiempo.

Figura 11. Representación esquemática de una cronosecuencia del suelo



Nota. La flecha roja es una aproximación del cambio en la profundidad del horizonte C con el tiempo.

Fuente: Amundson (2014).

Pedológicamente, «edad» y «grado de evolución» no tienen en mismo significado. El desarrollo del suelo puede ser tan

sensible a las condiciones iniciales y puede verse tan afectado por pequeñas perturbaciones en el sistema que la variabilidad en el desarrollo aumenta dramáticamente con el tiempo (Phillips, 2001). Por lo tanto, los suelos de edad similar pueden ser radicalmente diferentes, incluso en el mismo sitio, reduciendo aún más la predictibilidad del factor tiempo (Schaetzl y Anderson, 2005b). Al mismo tiempo, aquel suelo que tiene más edad no significa que es más evolucionado, o aquellos suelos derivados de dos materiales parentales que poseen la misma edad no necesariamente tienen el mismo grado de desarrollo pedogenético (Jaramillo, 2002).

Para la definición de la edad del suelo, se deben diferenciar y tener claras otras edades: la del material parental y la del relieve. Partiendo de ello, se ha establecido que muy pocos suelos son anteriores al periodo Cuaternario (Buol *et al.*, 1997), el cual se divide en dos épocas: Pleistoceno y Holoceno. Este último es el nombre del intervalo más reciente de la historia de la Tierra, en el que ha evolucionado la civilización humana, y se considera que comenzó hace 10.000 años de radiocarbono (^{14}C), con la finalización del último periodo glacial (Camuffo, 2019; Gibbard y Head, 2020).

Para recordar
El material parental, el clima, el relieve (topografía), los organismos (seres vivos), a través del tiempo, son los factores formadores del suelo.

Procesos pedogenéticos

El desarrollo estructural y la expresión en los horizontes del suelo implican una combinación de procesos y mecanismos. Los procesos pedogenéticos son entonces un conjunto

de reacciones complejas y reordenamientos relativamente simples de la materia, ya sean simultáneas o secuenciales, que dan origen a los horizontes y a otros rasgos morfológicos del suelo (Buol *et al.*, 1997). En general, la formación del suelo es un fenómeno irreversible, lo que significa que un suelo nunca vuelve completamente a su estado inicial durante el autodesarrollo y/o evolución (Targulian y Krasilnikov, 2007).

Durante la pedogénesis, los factores formadores controlan el tipo de procesos y la intensidad con la cual ellos actúan, mientras que los procesos formadores en sí definen las características y propiedades que diferenciarán los distintos suelos (Jaramillo, 2002; Ramírez, 2016). Los procesos pedogenéticos del suelo se pueden clasificar en procesos globales que incluyen adiciones, transformaciones, translocaciones y pérdidas (Simonson, 1959). Al mismo tiempo, los procesos globales están conformados por procesos específicos.

Las adiciones o ganancias son aquellos procesos específicos en los cuales se presentan entradas al suelo (aportes). Las transformaciones son cambios en los componentes del suelo respecto a sus características originales. Las traslocaciones o transferencias involucran el movimiento de material dentro del suelo, y las pérdidas son las salidas donde se presenta la extracción o remoción total de componentes del suelo.

Adiciones

Littering. Es la acumulación de residuos orgánicos sin descomponer en la superficie del suelo en condiciones aeróbicas (Targulian y Krasilnikov, 2007). Este proceso conduce a la formación del horizonte O, donde las capas del suelo son dominadas por materia orgánica. Se puede observar en los suelos

con capas de hojarasca que se desarrollan bajo la cobertura de los bosques (Jaramillo, 2002).

Cumulización. La cumulización o acreción es la incorporación superficial alóctona de materiales minerales y orgánicos al suelo, independientemente del agente responsable de su transporte (Imbellone *et al.*, 2010; Jaramillo, 2002). La cumulización es progresiva si las tasas de adición permiten la asimilación de los depósitos formando suelos cumúlicas, o regresiva si las tasas son tan rápidas que impiden la formación de horizontes, originando suelos enterrados (Imbellone *et al.*, 2010; Lowe, 2000). En la construcción de suelos, cada incremento de suelo por debajo del horizonte A ha experimentado procesos que son característicos de todos los horizontes por encima de él (Almond y Tonkin, 1999).

Transformaciones

Humificación. La humificación o melanización es el proceso de transformación de la materia orgánica bruta en humus: sustancia coloidal de color marrón oscuro altamente resistente resultado de la producción de ácidos orgánicos por parte la microbiota del suelo. Este proceso promueve la formación del horizonte A.

Mineralización. La mineralización se define como la conversión de biomasa a forma gaseosa, agua, sales y minerales, y biomasa residual. Esto conlleva a la transformación de compuestos orgánicos a compuestos inorgánicos y depende mayormente de los microorganismos del suelo. El carbono microbiano y el ciclo energético provienen únicamente del sustrato asimilado a la biomasa para el crecimiento y la respiración, mientras que el C se libera a la atmósfera en forma de dióxido de carbono y agua (Kumari y Chaudhary, 2020). La

mineralización difiere de la humificación en la medida en que la primera ocasiona una disminución de la materia orgánica del suelo, mientras que la segunda genera un aumento.

Gleización. La palabra «gleización» proviene del ruso *glei*, que se refiere a la arcilla azul, gris y verde. En este proceso, los compuestos de Fe se reducen a una forma ferrosa soluble en condiciones de reducción de O, lo que da como resultado el desarrollo de un horizonte con característica subordinada g en alguna parte del perfil, diferenciado por presentar una coloración azulada o grisácea (Singh y Chandran, 2015). También se generan moteados en el suelo como consecuencia de condiciones de drenaje deficientes, material parental del suelo impermeable y niveles freáticos fluctuantes (Jaramillo, 2002; Singh y Chandran, 2015).

Rubefacción y marronización. La rubefacción o rubifacción es el proceso de coloración roja como resultado de la formación de hematitas. Se asocia con climas que tienen una estación seca prolongada y cálida. Los suelos rubificados que ahora ocurren en climas sin un periodo seco definido son evidencia de climas anteriores con esas características (Spaargaren y Deckers, 2005). Cuando el color del suelo es pardo, resultado de la unión de los óxidos de hierro con la materia orgánica, se conoce como marronización o braunificación (Jaramillo, 2002).

Fersialitización, ferruginización y ferralitización. El proceso de fersialitización se refiere a la transformación del suelo *in situ* con desilicación moderada, lo que conlleva a la formación de arcillas 2:1 y óxidos de Fe (Chesworth, 2008; Targulian y Krasilnikov, 2007). Es característico de regiones de clima cálido-húmedo y contrastado, en las que las estaciones frías y las húmedas se alternan con estaciones cálidas y se-

cas, como sucede en el litoral mediterráneo. Un horizonte Bt es común como resultado de este proceso (Chesworth, 2008).

Si la meteorización continúa, se produce la ferruginización, donde se eliminan los minerales heredados (excepto el cuarzo) y las arcillas se transforman en tipos 1:1. También se presenta liberación de Fe pero no de Al. Se da en las zonas subtropicales húmedas y en las tropicales con una estación seca, pero menos marcada que en el proceso anterior (Chesworth, 2008; Sanzano, 2019).

Por último, se encuentra la ferralitización, una fase terminal de la evolución de los suelos que consiste en una transformación *in situ* con fuerte desilicación, la cual procede a la formación de arcillas 1:1 y óxidos e hidróxidos de Fe y Al (Targulian y Krasilnikov, 2007). Se presenta eliminación total de las sales solubles, del carbonato de calcio, de los cationes y del Si. Comúnmente, define el horizonte Bo diagnóstico de los Oxisoles (Sanzano, 2019).

Aflojamiento y endurecimiento. El esponjamiento o aflojamiento (*loosening*) se presenta cuando hay un incremento en la porosidad del suelo como consecuencia de la actividad de la flora o fauna, incluyendo la acción de la humanidad. También se puede presentar por la alternancia de periodos de congelamiento y descongelamiento, o por la remoción de materiales por lixiviación. Por otro lado, el endurecimiento (*hardening*) se refiere a la disminución de la cantidad de poros del suelo resultado de la compactación, colapso de la estructura, la cementación o el llenado de los espacios con partículas finas y otros materiales sólidos (Jaramillo, 2002).

Traslocaciones

Eluviación e iluviación. La eluviación o emigración es el proceso de remoción (lavado) de los constituyentes del suelo

en suspensión o solución por la filtración del agua desde las capas superiores a las inferiores, lo que resulta en variaciones texturales que conducen a la diferenciación de horizontes o al desarrollo del suelo (Singh y Chandran, 2015). Asimismo, conlleva a la formación de horizonte álbico perteneciente al horizonte maestro E, común en los Spodosoles, el cual ocurre en la superficie del suelo mineral o cerca de esta, mostrando una coloración clara, frecuentemente blanquecina (Bockheim, 2014; Dorronsoro, 2012; Lin, 2012).

En la iluviación o inmigración se presenta la traslocación de constituyentes del suelo de un horizonte a otro. El resultado es la formación de un horizonte B, en especial un horizonte Bt (acumulación de arcillas), ya sea argílico, kándico o nátrico, frecuente en Alfisoles, Aridisoles y Ultisoles (Jaramillo, 2002; Lin, 2012). Si lo que se acumula es materia orgánica, se pueden formar horizontes espódicos (característico de los Spodosoles), plácicos, sómbricos o ágricos (Jaramillo, 2002).

Salinización y desalinización. La salinización y la desalinización son los procesos de acumulación y salida, respectivamente, de sales solubles en el suelo. La acumulación de sales como SO_4^2 , CaCl_2 y MgCl_2 forma un horizonte z, que conduce al desarrollo de un suelo salino. Estos suelos se forman bajo clima árido y semiárido donde las pérdidas por evaporación son mayores que las precipitaciones. También se forman en áreas que tienen aguas subterráneas altas y salobres, tierras de depresión y malas condiciones de drenaje (Singh y Chandran, 2015). Estos procesos se encuentran frecuentemente en Aridisoles, Mollisoles y Alfisoles de climas secos (Jaramillo, 2002). En la desalinización, el agua desempeña un papel esencial al permitir el lavado de las sales solubles y su eliminación del perfil.

Calcificación y decalcificación. La acumulación y la salida de carbonatos de calcio (CaCO_3) y de magnesio (MgCO_3) en el suelo se conocen como calcificación y decalcificación, respectivamente. El primer proceso, al igual que la salinización, es en gran medida uno de formación del suelo de las regiones climáticas secas, donde la evaporación supera a la precipitación, lo que da lugar a un horizonte cálcico (Bk) (Retallack, 2021; Singh y Chandran, 2015). Si dicho horizonte se cementa, se convierte en un horizonte petrocálcico (Jaramillo, 2002).

El carbonato aparece en los suelos formando filamentos blancos suaves, nódulos blancos duros y bancos blancos gruesos dentro del suelo. Es característico de los Aridisoles, pero también se encuentra en algunos Mollisoles, Andisoles, Vertisoles, Inceptisoles y Alfisoles (Retallack, 2021). Respecto a la decalcificación, esta sucede en condiciones de mayores precipitaciones, donde el carbonato es eliminado totalmente del suelo por lixiviación

Alcalinización y desalcalinización. La alcalinización, solonización o sodización es el proceso de acumulaciones de iones de sodio (Na^+) o en el complejo de intercambio de la arcilla, que da como resultado la formación de suelos alcalinos, también llamados suelos sódicos, solonetz, suelos álcalis negro o salitre negro (Sanzano, 2019; Singh y Chandran, 2015). La característica de coloración negra se debe a que la fracción de materia orgánica se dispersa y forma costras de dicho color en la superficie del suelo. Este tipo de suelos se distribuyen en varios órdenes: Alfisoles, Inceptisoles, Aridisoles, Vertisoles y Molisoles (Sanzano, 2019). Para que ocurra la desalcalinización, se requiere un clima más húmedo que en la salinización para que se dé el lavado.

Lessivage. El lessivage, argiluviación o ilimerización es la remoción de la fracción arcillosa del horizonte eluvial bajo el

impacto hidromecánico de los flujos de agua y su translocación al horizonte iluvial sin alteración química de los minerales (Zaidel'man, 2007). Puede generar horizontes álbicos, argílicos o nátricos en Alfisoles, Ultisoles, Mollisoles y Aridisoles (Jaramillo, 2002). Para que el proceso produzca, es necesaria una cantidad suficiente de agua que permita que los coloides se dispersen, además de periodos alternos de humedad y sequía. No ocurre en medios ácidos debido a la acción floculante del Al^{3+} , ni en suelos donde el material parental es rico en carbonato de calcio ya que el exceso de iones Ca impide la dispersión coloidal (Sanzano, 2019).

Pedoperturbación. La pedoperturbación o edafoturbación es sinónimo de mezcla del suelo y, dependiendo del agente causal, se divide en bioperturbación, crioturbación y argiloturbación (*churning clays*). La bioperturbación se refiere a la mezcla ocasionada por la excavación de animales o el crecimiento de las raíces de las plantas; la crioturbación, a la mezcla de suelos por congelación y descongelación característica de Gelisoles, y la argiloturbación, a la mezcla por la acción de las arcillas que produce las propiedades de los Vertisoles.

Jaramillo (2002) agrega el término «antroturbación» para referirse a todas aquellas mezclas de materiales que realiza el hombre y que pueden formar horizontes plágenos o antrópicos, importantes en los Inceptisoles y Entisoles. Incluye actividades como la mecanización y la mezcla de fertilizantes o abonos.

Podsolización. La podsolización ocurre a través de la producción de ácidos orgánicos solubles en materiales orgánicos en la superficie, el movimiento descendente de estos compuestos en la solución del suelo y la formación de complejos con iones Al y Fe llamados quelatos (Thiffault, 2019). El proceso de migración de quelatos se conoce como queluvia-

ción, y su acumulación forma en profundidad un horizonte espódico (iluvial) (Sanzano, 2019). Ese movimiento deja un horizonte gris similar a la ceniza sin sus silicatos primarios en el horizonte eluvial, razón por la cual el suelo recibe el nombre de «podsol», que significa «debajo de las cenizas» en ruso (Singh y Chandran, 2015; Thiffault, 2019). Dicho término se refiere a Spodosol en la clasificación taxonómica estadounidense (Thiffault, 2019).

Los factores favorables para el desarrollo de este proceso comprenden un clima frío y húmedo, vegetación de naturaleza ácida como las coníferas y material parental arenoso (silíceo). La mezcla de estos factores permite la acumulación de hojarasca que se descompone lentamente, con presencia de suficiente agua para filtrarse a través de la superficie del suelo y un material que permite la lixiviación (Singh y Chandran, 2015; Thiffault, 2019).

Resilicación y desilificación. La resilicación o silicificación hace referencia a la adición de Si a las estructuras de las arcillas, que sufren una consiguiente transformación. Si el Si acumulado se cementa, se puede formar un horizonte subsuperficial con o sin agentes cementantes auxiliares llamado duripán (Dorronsoro, 2012; Jaramillo, 2002). En el caso de la desilificación, se trata del proceso de remoción de Si de alguna porción del suelo y favorece la acumulación de óxidos de Fe (fersialitización), de Al (alutización) o de ambos (ferralitización).

Pérdidas

Erosión. La erosión implica el desprendimiento de material del suelo, su transporte y su posterior deposición. Según el agente causante, se divide en erosión hídrica (agua), erosión eólica (viento) y erosión gravitatoria (gravedad). Dentro de la

erosión hídrica, la lluvia cumple un papel importante y produce a su vez otros cuatro tipos de erosión: por salpicadura, laminar, por surcos y por cárcavas. Los procesos de erosión hídrica y gravitatoria se ven favorecidos por gradientes inclinadas del terreno. Por otra parte, la erosión eólica y la hídrica son eficientes en zonas secas con vegetación escasa.

Lixiviación. La lixiviación o lavado es la eliminación de materiales del suelo en solución. Este proceso es responsable de la desalinización, la decalcificación y la desalminización, y se ve favorecido por condiciones climáticas húmedas donde la precipitación supera a la evapotranspiración, permitiendo que el agua resultante se mueva a través del suelo.

Los procesos pedogenéticos también se pueden agrupar en términos de tiempos característicos. Partiendo de ello, Targulian y Krasilnikov (2007) los clasifican en tres clases: rápido (10^1 - 10^2 años), de velocidad media (10^3 - 10^4 años) y lento (10^5 - 10^6 años) (Tabla 11).

Tabla 11. Agrupación de los procesos pedogenéticos según su duración

Clase	Duración (años)	Proceso
Rápido	10^1 - 10^2	Littering, gleización, salinización, marronización, crioturbación, bioturbación, endurecimiento.
Velocidad media	10^3 - 10^4	Humificación, lessivage, fersialitización, cementación de Fe y Si, alcalinización, decalcificación, podsolización.
Lento	10^5 - 10^6	Ferralitización, desilificación, alitización, petrocementación.

Fuente: Targulian y Krasilnikov (2007).

Para recordar

La combinación de los factores formadores del suelo en los diferentes ambientes desencadena innumerables procesos pedogenéticos que dan como resultado distintos tipos de suelo, razón por la cual en cada sitio hay un tipo de suelo específico y único.

Morfología del suelo

Los suelos son sistemas muy complejos con propiedades variables, diversas y dinámicas, tanto en espacio como en tiempo. En este apartado se estudiarán esas propiedades implicadas en las funciones del suelo, lo que dará luces sobre el universo que existe bajo nuestros pies.

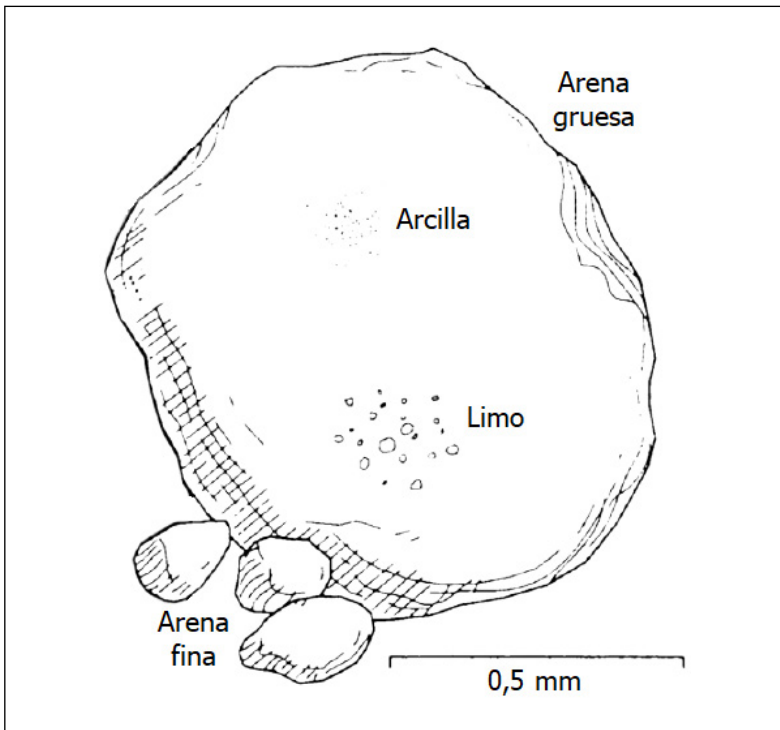
La morfología del suelo se define como la rama de la ciencia del suelo que se ocupa de la descripción, utilizando terminología estándar, de la organización espacial *in situ* y las propiedades físicas del suelo, independientemente del uso potencial (Owens y Rutledge, 2005). Cada suelo tiene una morfología distinta, y los cambios en ella proceden a lo largo de caminos evolutivos que difieren de un clima a otro. La descripción de los suelos incluye propiedades como la textura, la estructura, la porosidad, la densidad aparente, la consistencia, el color y el pH. Una descripción objetiva y completa del suelo es esencial porque sirve como base para su identificación, clasificación, correlación, mapeo e interpretación.

El conjunto de características señalado describe los diferentes niveles o estratos horizontales que se forman dentro del suelo como resultado de los factores y procesos formadores. Dichos niveles se conocen como horizontes del suelo, y las propiedades de cada uno difieren entre los estratos superiores e inferiores.

Textura

La textura del suelo hace referencia a la proporción relativa de las fracciones de arena (0,063-2,0 mm), limo (0,002-0,063) y arcilla ($\leq 0,002$ mm) (Figura 12). Esta es una característica muy estable que influye en las propiedades biofísicas del recurso y está interrelacionada con su fertilidad y calidad a largo plazo (Upadhyay y Raghubanshi, 2020).

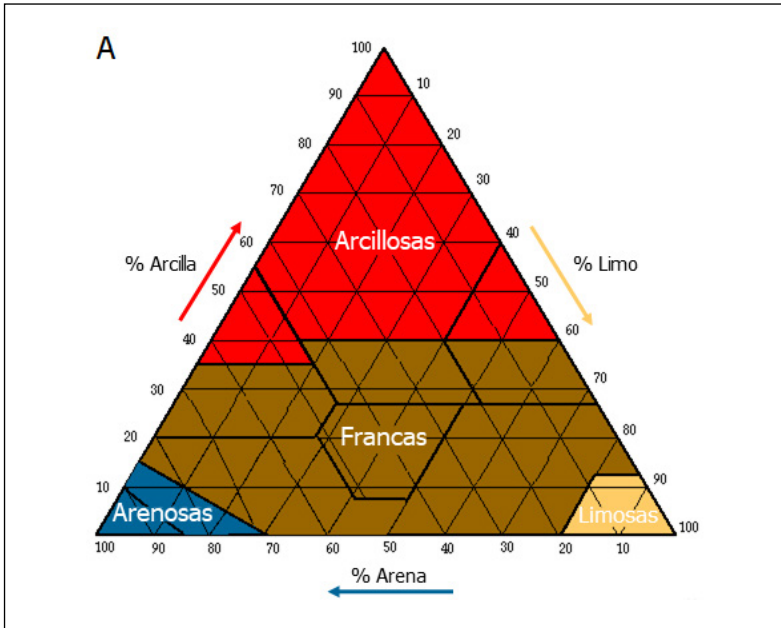
Figura 12. Relación entre el tamaño de las partículas del suelo

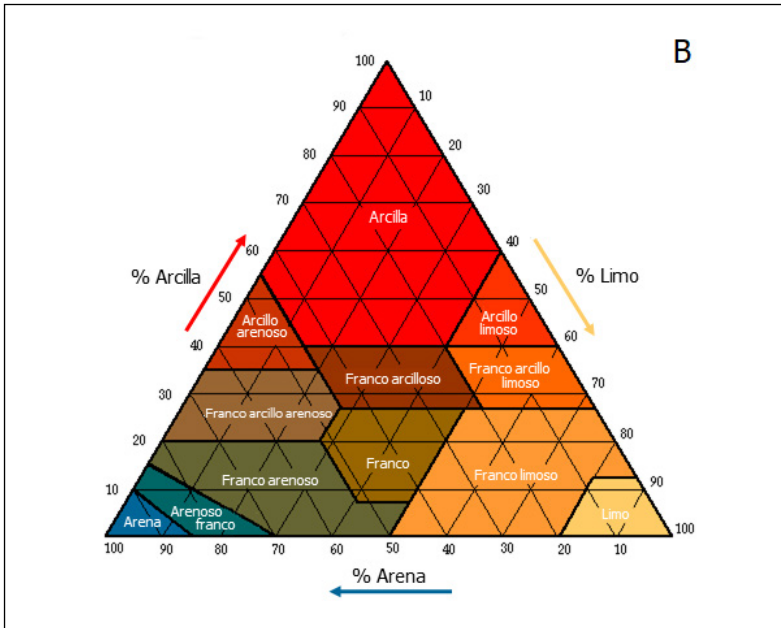


Fuente: Schaetzel y Anderson (2005c).

Aunque se han utilizado varios sistemas para clasificar los suelos de acuerdo con la textura, el triángulo textural propuesto en la Figura 13 con base en el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA) representa la terminología más utilizada para las proporciones de arena, limo y arcilla. En todos los sistemas de clasificación textural, la suma de todas las partículas (en peso) menores o iguales a 2 mm es igual al 100 %. Las clases que están totalmente dominadas por una fracción de tamaño reciben el nombre de esa fracción (ej., arena). Por otro lado, si las clases tienen proporciones diferentes de arena, limo y arcilla, reciben nombres compuestos (ej., franco arcilloso) (Figura 13B).

Figura 13. Triángulo textural basado en USDA



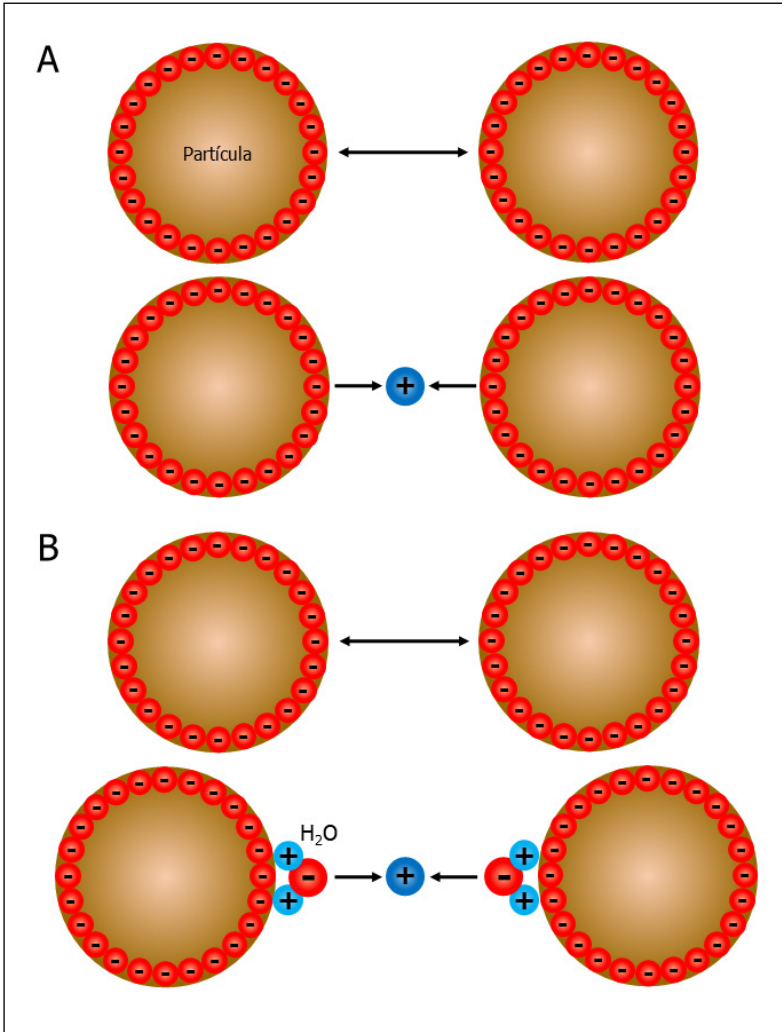


Nota. A) general; B) específico.

Estructura

La estructura se refiere a la disposición de las partículas primarias del suelo (arena, limo, arcilla) en agregados naturales también llamados *peds* o unidades estructurales. Estas partículas se unen entre sí a través de la floculación, proceso mediado principalmente por fuerzas electrostáticas entre las partículas cargadas negativamente y los cationes del suelo (ej., Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Al^{3+} , NH_4^+) o el agua (Figura 14) (Jaramillo, 2002; Pepper y Brusseau, 2019; Sumner y Naidu, 1998).

Figura 14. Esquemmatización de la agregación de partículas del suelo



Nota. A) puente formado por cationes; B) puente formado por cationes y agua.

Sumner y Naidu (1998) reportaron que el poder relativo de floculación entre los cationes mencionados es variable. Así, Na^+ presenta el menor valor (1,0), seguido por K^+ (1,7), Mg^{2+} (27,0) y Ca^{2+} (43,0). Partiendo de ello, se podría decir que el Ca y el Mg son buenos floculantes. Al mismo tiempo, la estabilidad de los agregados (dispersión y floculación) depende del equilibrio entre los cationes de Ca y Mg (Ca^{2+} , Mg^{2+}) y Na^+ , así como de la cantidad de sales solubles en el suelo. Las partículas del suelo flocularán si las concentraciones de $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ aumentan en relación con la concentración de Na^+ , y se presentará dispersión si las concentraciones de $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ disminuyen respecto a Na^+ . En el caso de las sales solubles, si estas aumentan, se presentará floculación, incluso si hay mucho Na, mientras que se puede presentar dispersión si se reduce la cantidad de sales solubles en el suelo.

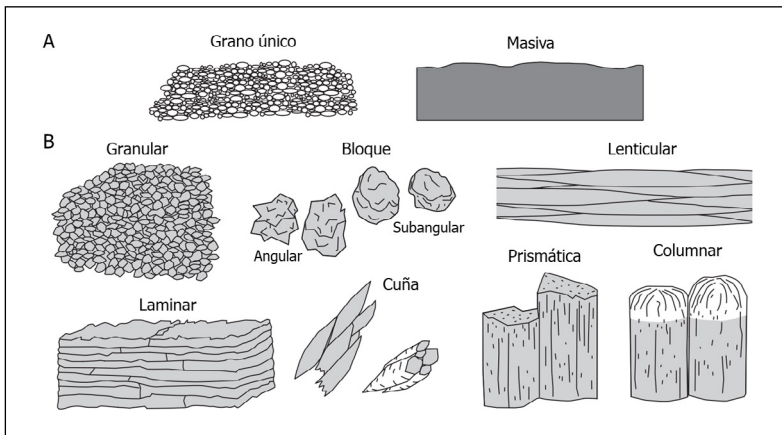
La formación de agregados también se puede producir físicamente por la acción de las hifas fúngicas y las raíces de las plantas: químicamente, por precipitados (ej., cementación); biológicamente, por metabolitos microbianos (polisacáridos), y como consecuencia de periodos de humedecimiento y secamiento.

Un suelo no perturbado forma varios niveles de estructura, que se pueden dividir en primaria, secundaria y terciaria. Las primarias son las unidades estructurales básicas utilizadas en las descripciones morfológicas. Las secundarias o compuestas se pueden definir como el tamaño, la forma y la disposición de los agregados primarios, sus vacíos interpedales y las características pedológicas interpedales asociadas en un material de suelo. Las terciarias se refieren al tamaño, la forma y la disposición de los agregados secundarios de un material de sol (los agregados compuestos que resultan del empaquetamiento de los agregados primarios), sus vacíos interpeda-

les y las características pedológicas interpedales asociadas (Owens y Rutledge, 2005).

Al mismo tiempo, en los suelos se reconocen diferentes tipos de estructuras de acuerdo con sus formas básicas (Figura 15). En los suelos sin unidades estructurales (Figura 15A) se encuentran los granos únicos totalmente incoherentes (ej., arena suelta), y las estructuras masivas que poseen material en una masa coherente —no necesariamente cementado— tienen espacios vacíos muy pequeños y, por lo tanto, poco espacio para el aire o el agua (Pepper y Brusseau, 2019; Schoeneberger *et al.*, 2012). Las estructuras pedogenéticas incluyen unidades estructurales naturales como la granular, la lenticular, la laminar, de cuña, prismática, columnar y en bloque (figura 15B).

Figura 15. Tipos de estructura del suelo



Nota. A) sin estructura; B) con estructura.

Fuente: Schoeneberger *et al.* (2012).

La estructura granular está conformada por pequeños poliedros de caras curvas o muy irregulares. La estructura

en bloque se divide en angular (poliedros con caras que se intersecan en ángulos agudos, es decir, planos) y subangular (poliedros con caras subredondeadas y planas que carecen de ángulos agudos). En la lenticular se presentan pedazos superpuestos en forma de lente, generalmente paralelos a la superficie del suelo, que son gruesos en el centro y se estrechan hacia los bordes, formados por procesos de heladas periglaciales activas o relictas. Esta última es más común en suelos con capacidad de retención de agua de moderada a alta en condiciones húmedas.

La estructura laminar posee unidades planas y en forma de placa. La estructura tipo cuña está compuesta por lentes elípticos entrelazados que terminan en ángulos agudos, limitados por lados lisos. Las estructuras tipo prismático son alargadas, con tapas planas y, por último, la estructura columnar son unidades alargadas verticalmente con la parte superior redondeada y que comúnmente están «blanqueadas» (Schoeneberger *et al.*, 2012).

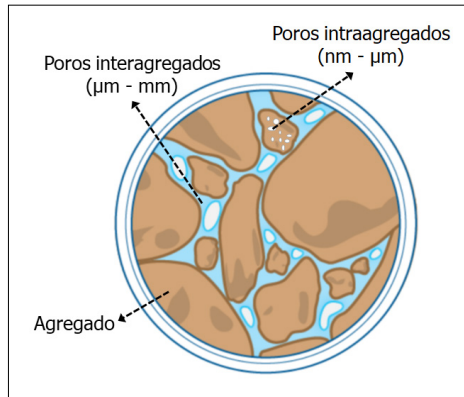
Los suelos sin unidades estructurales, ya sean masivos o granos únicos, se encuentran mayormente en el horizonte C. Las estructuras de tipo granular presentan gran ocurrencia en el horizonte A, y el tipo laminar, en el horizonte E, mientras que en el horizonte B las unidades estructurales de tipos prismática, columnar, cuña y en bloque son las más comunes (McGahan, 2007). Al igual que la textura, la estructura determina, entre otras propiedades, la porosidad del suelo.

Porosidad

La relación entre el volumen de espacios vacíos en un suelo y el volumen total de este recibe el nombre de *porosidad*. Un suelo con un 40 % de porosidad tiene un 40 % de su volumen

total compuesto de poros, y se dice que los suelos con pocos vacíos o poros están densamente empaquetados. Dichos poros permiten el movimiento de aire, agua y microorganismos a través del suelo. Aquellos poros que se encuentran entre los agregados se denominan interagregados, mientras que los que se hallan dentro de los agregados se conocen como intraagregados (Figura 16) (Pepper y Brusseau, 2019).

Figura 16. Espacios porosos del suelo



Fuente: elaboración propia con base en Selker y Or (2019).

Los poros se pueden agrupar según su diámetro en macroporos ($> 30 \mu\text{m}$), mesoporos ($0,2\text{-}30 \mu\text{m}$) y microporos ($< 0,2 \mu\text{m}$) (Kay y VandenBygaart, 2002). Los fluidos (gases y líquidos) se mueven a través de los poros grandes con mayor rapidez y eficiencia que a través de los poros pequeños, aunque la conectividad y la tortuosidad de los poros también son propiedades importantes que afectan las tasas de flujo (Schaetzl y Anderson, 2005c).

Además, gran parte del crecimiento de las raíces se inicia en estos poros. Los mesoporos son particularmente impor-

tantes para el almacenamiento de agua para el crecimiento de las plantas, mientras que los microporos retienen agua por largos periodos de tiempo debido a la tensión superficial y la fuerza matricial, pero el líquido no se encuentra disponible para las plantas (Kay y VandenBygaart, 2002; Schaetzl y Anderson, 2005c).

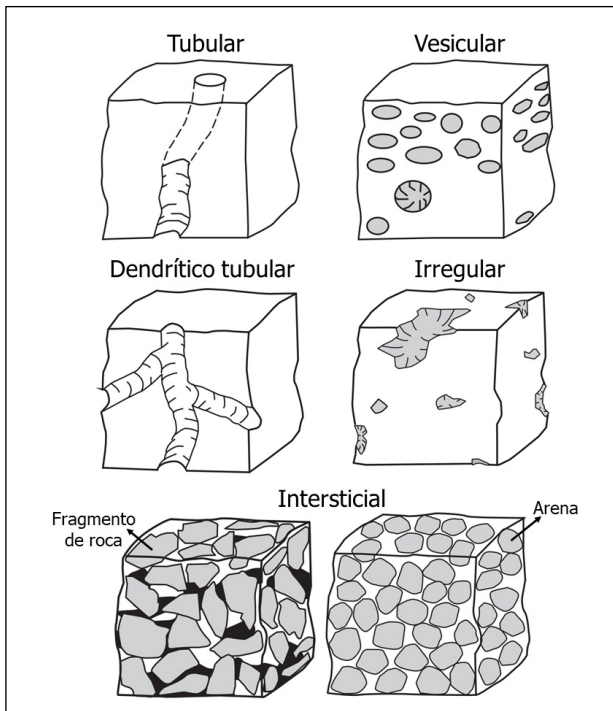
El tamaño de los poros está mediado principalmente por el de las partículas que conforman el suelo. Por ejemplo, los suelos arenosos presentan macroporos, mientras que los suelos arcillosos cuentan con microporos. La actividad biológica también es responsable de la formación de poros (bioporos), especialmente por la actividad de los ingenieros de ecosistemas (lombrices, termitas y hormigas).

Los poros además pueden clasificarse de acuerdo con su forma en tubular, vesicular, dendrítico-tubular, irregular e intersticial (Figura 17). Los poros tubulares son huecos cilíndricos y alargados (ej., túneles de lombrices). Los vesiculares son huecos de ovoides a esféricos, comunes en ambientes áridos y semiáridos (ej., pseudomorfos solidificados de burbujas de gas atrapadas concentradas debajo de una costra). Los poros dendrítico-tubulares son huecos cilíndricos, alargados y ramificados (ej., canales radiculares vacíos). Los irregulares son cámaras o cavidades no conectadas, y los intersticiales son simplemente huecos entre partículas o fragmentos de roca (Schoeneberger *et al.*, 2012).

La porosidad del suelo determina la permeabilidad de este, es decir, la capacidad del suelo de permitir el movimiento de un fluido. Aquellos que son permeables permiten un rápido intercambio y movimiento de la solución del suelo a través de poros interconectados. Por lo tanto, se cuentan dos factores que contribuyen a las altas permeabilidades del suelo: el tamaño de los poros y la interconexión de estos. Así, muchos sue-

los arcillosos tienen altas cantidades de espacios porosos pero son muy lentamente permeables porque los poros son demasiado pequeños para conducir agua y gases a un ritmo rápido (Schaetzl y Anderson, 2005c). La permeabilidad se mide como una longitud por unidad de tiempo (ej., mm/hora).

Figura 17. Tipos de poros del suelo según su forma



Fuente: Schoeneberger *et al.* (2012).

Densidad aparente

Lo opuesto a la porosidad del suelo sería el volumen ocupado por materiales clásticos y otros sólidos, lo cual se deno-

mina densidad aparente, que no es más que el peso seco del suelo por unidad de volumen total, expresado en g/cm^3 o kg/m^3 . Entonces, el volumen total del suelo representa el volumen combinado de sólidos y el espacio poroso. La densidad aparente está influenciada por la textura del suelo, así como por su estructura, contenido de materia orgánica, humedad y grado de compactación.

Teóricamente, un suelo sin espacios vacíos tendría una densidad aparente de aproximadamente $2,65 \text{ g}/\text{cm}^3$ porque la densidad de partículas de la mayoría de los minerales que forman el suelo oscila entre $2,65$ - $2,70 \text{ g}/\text{cm}^3$ (Schaeztl y Anderson, 2005c). En ese caso, como se tiene en cuenta únicamente la masa de las partículas sólidas, se le llama densidad real.

La densidad aparente se usa como un indicador de compactación del suelo, ya que refleja la capacidad de este para funcionar como soporte estructural y garantizar el movimiento de agua, aire y solutos. En la Tabla 12 se indican umbrales de densidad aparente por encima de los cuales las funciones del suelo se verían afectadas según su textura, y al mismo tiempo se realiza una relación con los valores críticos de la porosidad y la permeabilidad.

Tabla 12. Rango crítico de densidad aparente, porosidad y permeabilidad del suelo con problemas de compactación

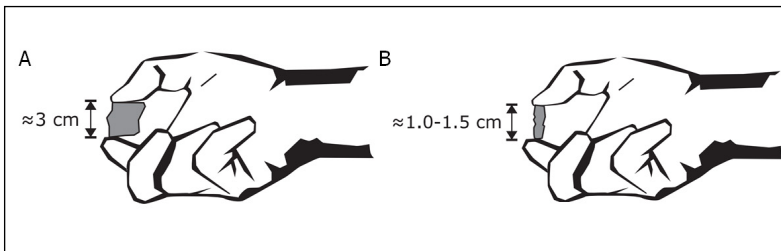
Textura del suelo	Densidad aparente (g/cm^3)	Porosidad (%)	Permeabilidad (mm/hora)
Arena	> 1,80	< 31	< 63
Limo	> 1,65	< 38	< 20
Arcilla	> 1,47	< 42	< 5

Fuente: Castro y Amézquita (1991); USDA (2008a).

Consistencia

La consistencia es el grado y tipo de cohesión y adhesión que exhibe el suelo y/o la resistencia de este a la deformación o ruptura bajo un estrés aplicado (Schoeneberger *et al.*, 2012). El agua desempeña un papel esencial en esta propiedad debido a que depende en gran medida del contenido de humedad. La evaluación para establecer la consistencia del suelo más común es la resistencia a la ruptura, que se divide en dos tipos de estimaciones: una para bloques o terrones y otra para costras superficiales o placas de suelo (Figura 18).

Figura 18. Tamaño de muestra de suelo para estimaciones de consistencia



Nota. A) bloques o terrones; B) costras superficiales o placas de suelo.
Fuente: Schoeneberger *et al.* (2012).

Según la fuerza requerida para romper un bloque o terrón, ya sea seco o húmedo, o la columna de cementación, la consistencia recibe diferentes denominaciones (Tabla 13). Lo mismo sucede con las costras superficiales o placas de suelo (Tabla 14). Los agentes cementantes, también llamados agentes cementantes resistentes a la ruptura, están compuestos por carbonatos, yeso, humus, hierro y sílice (SiO_2) (Schoeneberger *et al.*, 2012).

Tabla 13. Clases de consistencia según la fuerza requerida para romper suelo seco y húmedo o la columna de cementación de bloques o terrones

Fuerza requerida	Clase según contenido de agua		Clase según cementación
	Seco	Húmedo	
-	Suelto	Suelto	No aplica
<8 N	Suave	Muy friable	No cementado
8-19 N	Ligeramente duro	Friable	Extremadamente débilmente cementado
20-39 N	Moderadamente duro	Firme	Muy débilmente cementado
40-79 N	Duro	Muy firme	Debilmente cementado
80-160 N	Muy duro	Extremadamente firme	Moderadamente cementado
160-799 N	Extremadamente duro	Ligeramente rígido	Fuertemente cementado
800 N-2,99 J	Rígido	Rígido	Muy fuertemente cementado
≥ 3 J	Muy rígido	Muy rígido	Indurado/ endurecido

Fuente: Schoeneberger *et al.* (2012).

Tabla 14. Clases de consistencia según la fuerza requerida para romper costras superficiales o placas de suelo

Fuerza requerida	Clase según cementación
-	Extremadamente débil
< 1 N	Muy débil
1-2,99 N	Débil
3-7,99 N	Moderada
8-19,99 N	Moderadamente fuerte
20-39,99 N	Fuerte
40-79,99 N	Muy fuerte
≥ 80 N	Extremadamente fuerte

Fuente: Schoeneberger *et al.* (2012).

Color

Se ha encontrado que el color es la propiedad del suelo que más refleja su entorno e historia pedogenética, por lo que se usa para inferir los procesos que intervinieron en su formación (Owens y Rutledge, 2005; Rowe, 2005). Los pigmentos del suelo provienen principalmente de la materia orgánica, el Fe y, en menor medida, el Mn. Los colores oscuros suelen implicar materia orgánica, aunque las concreciones de Mn suelen ser negras. Los colores rojos se deben a varios minerales que contienen Fe (Owens y Rutledge, 2005; Schaeztl y Anderson, 2005c). Los rojos y marrones brillantes (croma alto) generalmente se asocian con suelos de tierras altas bien drenados en los que las condiciones son oxidantes. Condiciones anaeróbicas prolongadas, típicas de suelos húmedos ricos en materia

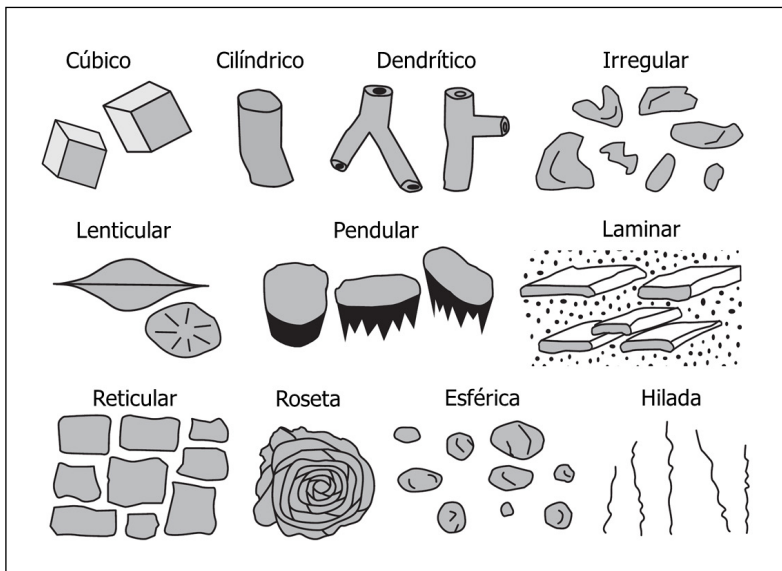
orgánica, desarrollan colores grises apagados y cromas bajos (Schaetzl y Anderson, 2005c).

Cuando ningún agente cubre los granos minerales, se visualiza su color natural, que en su mayoría son grises (Owens y Rutledge, 2005). Solo en los horizontes E los materiales del suelo están tan limpios que se ve el color de los minerales primarios. Debido a que la mayoría de los suelos están dominados por cuarzo, al menos en la fracción de arena, y este es predominantemente de color blanco o rosa claro, los horizontes E son blancos o casi blancos (Schaetzl y Anderson, 2005c). Los suelos con áreas superficiales bajas, es decir, los de textura gruesa (arenas), se colorean más fácil y rápidamente. De igual forma, los horizontes arenosos se despojan más rápida y fácilmente de los pigmentos, lo que explica por qué los horizontes E se forman con mayor rapidez en los suelos arenosos que en los arcillosos.

Los suelos pueden presentar colores uniformes o moteados debido a los diferentes tipos de recubrimientos o variaciones en el grado (completitud) del recubrimiento. El término «moteado» también se refiere a las características redoximórficas (RMF), importante para entender la génesis de los suelos; sin embargo, no infiere ningún proceso pedogenético (Owens y Rutledge, 2005). Las RMF son patrones de color en un suelo causados por pérdida (agotamiento) o ganancia (concentración) de pigmento en comparación con el color de la matriz formado por oxidación/reducción de Fe y/o Mn junto con su eliminación, translocación o acumulación. También puede ser un color de la matriz del suelo controlado por la presencia de Fe²⁺. Generalmente, ocurren en uno o más de estos entornos: 1) en la matriz del suelo sin relación con las superficies de los agregados o poros, 2) sobre o debajo de las superficies de los pedos, 3) como poros llenos, revestimientos de poros o debajo de la superficie de los poros (Schoeneberger *et al.*, 2012).

Los moteados pueden presentarse en el suelo siguiendo distintas formas: cúbica, cilíndrica, dendrítica, irregular, lenticular, pendular, laminar, reticular, roseta, esférica e hilada (Figura 19). La halita es un ejemplo de forma cúbica en el suelo; la cilíndrica se puede encontrar en los agujeros de lombrices y madrigueras de insectos llenos, y la dendrítica, en los canales radiculares vacíos que posteriormente se llenan. El yeso puede tomar formas lenticulares o en roseta; la forma pendular puede darse por CaCO_3 , CaSO_4 o SiO_2 , y la reticular es común en la plintita. Las esféricas pueden presentarse como «disparos» de Fe y Mn, mientras que la hilada pueden ser filamentos muy finos de CaCO_3 (Schoeneberger *et al.*, 2012).

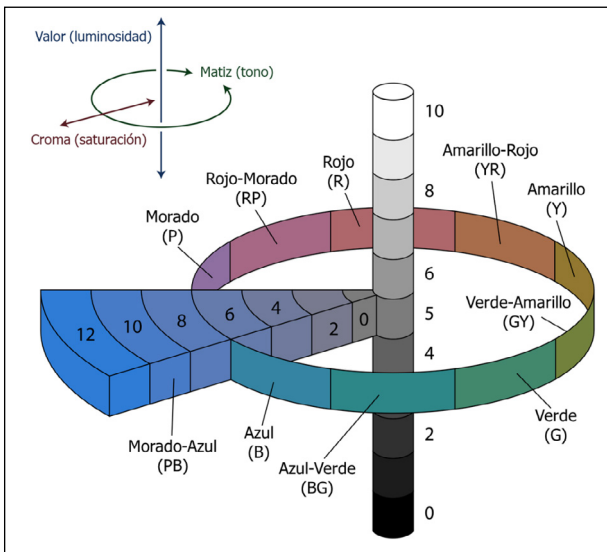
Figura 19. Formas que toman los moteados del suelo



Fuente: Schoeneberger *et al.* (2012).

Debido a que la percepción del color suele ser subjetiva, los científicos lo han cuantificado objetivamente comparando muestras con fichas estandarizadas en la tabla de colores del sistema Munsell (ASTM, 2018), que utiliza matices estándar y valores numéricos de croma y luminosidad para definir el color (Figura 20). El matiz o tono es el color espectral dominante (arco iris), relacionado con la longitud de onda dominante de la luz. La base para la organización de los tonos son los 360° del círculo mediante una lógica secuencial: cada 120° se encuentran los colores primarios y, entre ellos, los colores secundarios. El valor se refiere a la luminosidad relativa del color y es una función (aproximadamente la raíz cuadrada) de la cantidad total de luz. El croma o la saturación es la pureza relativa o la fuerza del color espectral y aumenta con la disminución del gris (Owens y Rutledge, 2005).

Figura 20. Esquematación del sistema de color de Munsell



Fuente: Rus (2007).

El tono se representa por la abreviación del color en inglés y, al mismo tiempo, varía de 2,5 a 10. Por ejemplo, al pasar del rojo (*red*) al amarillo (*yellow*), los tonos son 10R, 2,5YR, 5YR, 7,5YR, 10YR, 2,5Y, 5Y, etc. (Schaetzl y Anderson, 2005c). La luminosidad varía de 0 a 10, donde 0 es negro, 10 es blanco y los números intermedios varían en tonos de gris. Valores bajos en la luminosidad generalmente implican altas cantidades de humus (C orgánico) y/o suelos húmedos. El croma es el grado de desviación del color primario «verdadero» y puede variar de 0 a 14, siendo los números más grandes los más cercanos al color «puro» (Moody y Needles, 2004; Schaetzl y Anderson, 2005c).

El libro de Munsell también ha designado adjetivos o descriptores de color que se pueden usar para facilitar la comunicación del color. A manera de ejemplo, si un suelo presenta el código de color 5YR 5/3, significa que la muestra es marrón rojizo con una luminosidad de 5 y un croma de 3. Una muestra con código 2,5Y 6/8 es verde oliva con valor de 6 y saturación de 8.

pH

El potencial de hidrógeno (pH) es un parámetro que indica la concentración de iones de hidrógeno (H^+) presente en una solución, y en este caso se usa para identificar respuestas químicas en el suelo. El pH del suelo afecta la solubilidad de los productos químicos presentes al influir en el grado de ionización de los compuestos y su subsiguiente carga general (Pepper y Brusseau, 2019). Este parámetro puede variar drásticamente de un horizonte del suelo a otro debido a las propiedades pedogenéticas o litogénicas (Owens y Rutledge, 2005).

La acidez o la alcalinidad, las cuales se determinan con la medición del pH, pueden sugerir mucha información sobre un suelo. De acuerdo con el rango de pH encontrado en

el suelo, este se puede catalogar con diferentes grados de acidez o alcalinidad (Tabla 15). En áreas con mucha precipitación, los cationes básicos tienden a filtrarse fuera del perfil del suelo y se encuentran mayores concentraciones de materia orgánica, por lo que los suelos poseen valores reducidos de pH y naturaleza ácida. Los suelos de las zonas áridas, en cambio, no sufren tal lixiviación y tienen menores concentraciones de materia orgánica. Además, el agua tiende a evaporarse en dichas áreas, lo que permite que se acumulen las sales. Estos suelos son por lo tanto alcalinos, con valores de pH más altos (Owens y Rutledge, 2005).

Tabla 15. Clasificación de suelos según su pH

pH	Clasificación
< 3,5	Ultra ácido
3,5-4,4	Extremadamente ácido
4,5-5,0	Muy fuertemente ácido
5,1-5,5	Fuertemente ácido
5,6-6,0	Moderadamente ácido
6,1-6,5	Ligeramente ácido
6,6-7,3	Neutro
7,4-7,8	Ligeramente alcalino
7,9-8,4	Moderadamente alcalino
8,5-9,0	Fuertemente alcalino
> 9,0	Muy fuertemente alcalino

Fuente: Schoeneberger *et al.* (2012).

Las fuentes de acidez del suelo son los grupos ácidos de los coloides inorgánicos del suelo, específicamente los iones H_3O^+ provenientes de la deprotonación de grupos terminales FeOH , AlOH y SiOH de las estructuras básicas de los minerales e iones H_3O^+ intercambiables de la superficie de los coloides (Bohn *et al.*, 1993; Kong *et al.*, 1997). También se consideran en este sentido los grupos ácidos de la materia orgánica, especialmente las moléculas orgánicas que presentan en su periferia radicales activos carboxílicos y fenólicos, que al disociarse producen H_3O^+ (Fassbender y Bornemisza, 1987). Otras fuentes son los ácidos solubles provenientes de las actividades biológicas en el suelo, prácticas agrícolas (ej., aplicaciones intensivas de fertilizantes amoniacales y urea), la mineralización de la materia orgánica, que puede producir ácidos orgánicos solubles, y la oxidación de pirita en ácido sulfúrico (Jaramillo, 2002; Orozco, 1999).

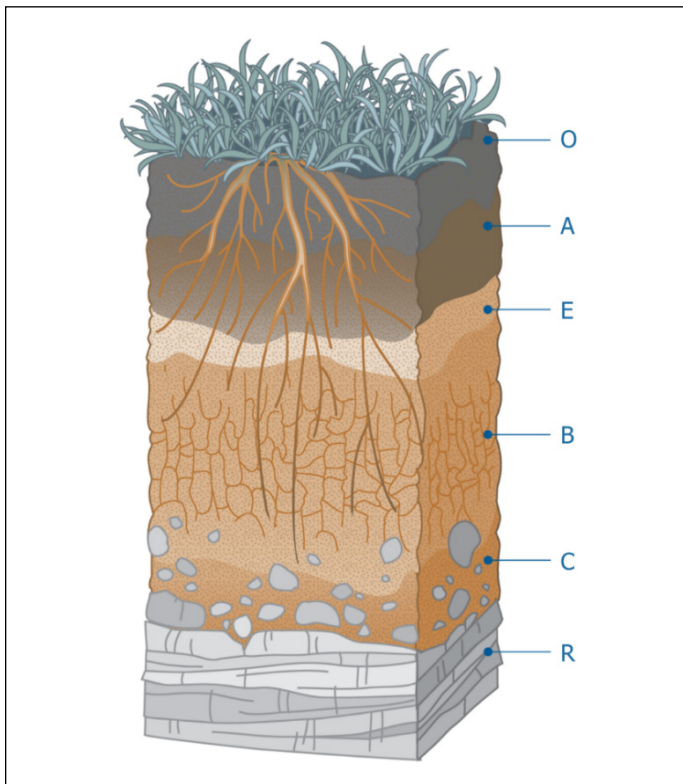
Por otro lado, los responsables de la alcalinidad del suelo son los cationes alcalinos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ y Na^+). Esto se da como resultado de la meteorización o pedogénesis de los minerales; condiciones climáticas donde la evapotranspiración es mayor que la precipitación, lo que impide el lavado de sales; la acumulación de sedimentos marinos u otros cuerpos de agua que contienen sales; el alto nivel freático afectado por intrusión salina, y el mal manejo de los suelos (ej., uso excesivo de fertilizantes alcalinos, calidad de agua de riego y drenaje insuficiente).

Horizontes del suelo

Horizontes maestros del suelo. El proceso de formación del suelo genera diferentes capas horizontales (horizontes) que son características de ese suelo en particular, designadas

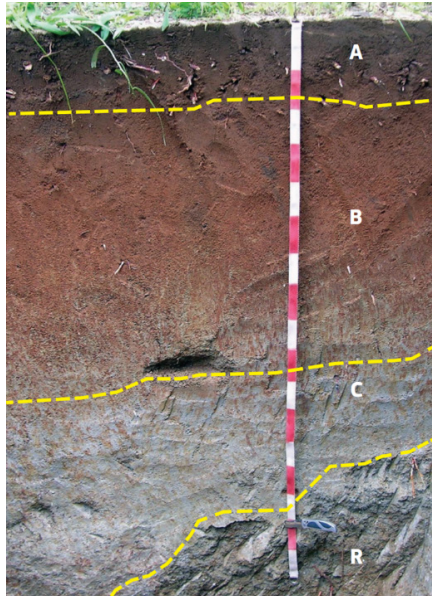
y representadas por las letras mayúsculas O, L, A, E, B, C, R, M y W (Figura 21, Tabla 16). Se denomina regolita o saprolita al material resultante de la meteorización de la roca madre (horizonte C), sobre la cual actúan los factores formadores para dar origen al solum (horizontes superiores al C). En la Figura 22 se evidencia un ejemplo de la distribución de los horizontes del suelo en un cultivo herbáceo.

Figura 21. Esquematización de los horizontes maestros del suelo



Fuente: Selker y Or (2019).

Figura 22. Una secuencia clásica de horizontes de suelo A-B-C-R bajo cultivo herbáceo en Tanzania



Fuente: Orgiazzi *et al.* (2016b).

Tabla 16. Descripción de los horizontes del suelo

Horizonte	Descripción
O	Capas dominadas por material orgánico (hojarasca y humus) en varias etapas de descomposición. Algunos están saturados de agua durante largos periodos o alguna vez estuvieron saturados, pero ahora se drenan artificialmente. Otros nunca han sido saturados.
L	Capas que incluyen materiales límnicos tanto orgánicos como minerales que fueron: 1) depositados en el agua por precipitación o por la acción de organismos acuáticos, como algas y diatomeas, o 2) derivados de plantas acuáticas flotantes y submarinas y posteriormente modificados por animales acuáticos. Se usan solo en Histosoles.

Horizonte	Descripción
A	Capas minerales que se forman en la superficie o debajo de un horizonte O, poseen poca estructura de roca remanente y muestran uno o más: 1) acumulación de materia orgánica humificada estrechamente mezclada con la fracción mineral y no dominada por las propiedades características de los horizontes E o B; 2) propiedades resultantes del cultivo, pastoreo o perturbaciones similares, o 3) morfología resultante de procesos superficiales diferentes de los horizontes subyacentes E, B o C. Excluye depósitos eólicos o aluviales recientes que conservan la estratificación.
E	Capas minerales de color claro, en las que la característica principal es la pérdida eluvial de arcilla silicatada, Fe, Al o alguna combinación de estos, dejando una concentración de partículas de arena y limo.
B	Capas minerales que se han formado debajo de un horizonte E, A u O, contienen poca o ninguna estructura rocosa y están compuestas con uno o más de los siguientes: 1) acumulación iluvial de arcilla de silicato, Fe, Al, humus, carbonato, yeso, sílice o sal más soluble que el yeso (solos o en combinación); 2) evidencia de remoción, adición o transformación de carbonatos, anhidrita y/o yeso; 3) concentración residual de óxidos, sesquióxidos y arcillas de silicato (solos o en combinación); 4) recubrimientos de sesquióxidos que hacen que el horizonte sea más bajo en valor, más alto en croma o más rojo en tono que los horizontes suprayacentes y subyacentes sin aparente iluviación de Fe; 5) alteraciones que forman arcillas silicatadas o liberan óxidos, o ambos, y que forman estructura pedogenética si los cambios de volumen acompañan a los cambios en el contenido de humedad; 6) fragilidad; 7) pegado fuerte en presencia de condiciones acuosas (o drenaje artificial).
C	Capas minerales, excluyendo el lecho rocoso duro, que han sido poco afectadas por procesos pedogenéticos y carecen de las propiedades de los horizontes O, A, E o B. Puede o no ser material parental del solum.
R	Roca madre dura (fuertemente cementada a endurecida).
M	Capas limitadoras de raíces debajo de la superficie del suelo que consisten en materiales fabricados por el hombre casi continuos, orientados horizontalmente.
W	Agua.

Fuente: Soil Survey Staff (2014).

Horizontes transicionales y combinados. Los horizontes transicionales son aquellos que se encuentran dominados por propiedades de un horizonte maestro pero que tienen propiedades subordinadas de otro. Estos se designan con dos letras mayúsculas (ej., AB, AC, EB, BE, BC), donde la primera letra indica el horizonte que domina el horizonte de transición. Por otro lado, los horizontes combinados poseen dos partes de horizontes maestros distintos con propiedades reconocibles, y la mayoría de las partes individuales de un componente del horizonte están rodeadas por el otro. Las dos letras mayúsculas que designan tales horizontes están separadas por una barra o *slash* (ej., E/B, B/E, B/C), siendo la primera letra la del horizonte con mayor volumen (Soil Survey Staff, 2014).

Características subordinadas de los horizontes del suelo. Las letras minúsculas (a-z) se utilizan como sufijos para designar características subordinadas específicas dentro de los horizontes maestros. El término «acumulación» se usa en muchas de las definiciones de dichos sufijos para indicar que estos horizontes deben contener más material en cuestión de lo que se supone que estuvo presente en el material original (Soil Survey Staff, 2014). Los sufijos usados para cada uno de los horizontes maestros se muestran en la Tabla 17, y en la Figura 23 se relacionan ejemplos de suelos con sus respectivos horizontes maestros, transicionales y características subordinadas.

Tabla 17. Sufijos de características subordinadas de los horizontes maestros del suelo

Sufijo	Horizonte	Descripción
a	O	Material orgánico altamente descompuesto.
b	A, E, B	Horizonte genético enterrado.

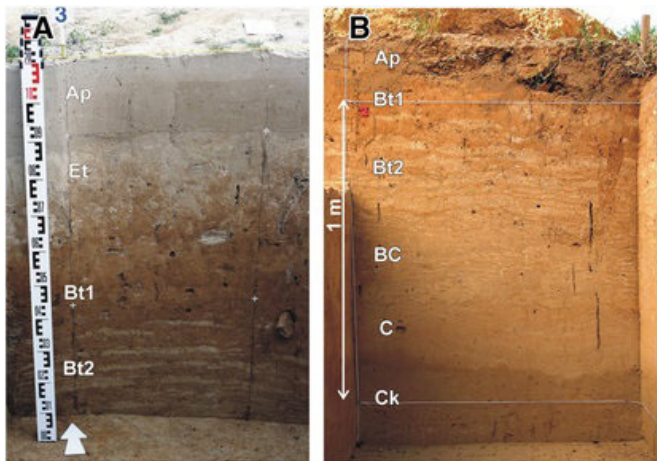
Sufijo	Horizonte	Descripción
c	B, C	Concreciones o nódulos. Se requiere cementación. El agente cementante comúnmente es Fe, Al, Mn o Ti. No puede ser sílice, dolomita, calcita, yeso, anhídrita o sales solubles.
co	L	Tierra coprogénica (turba sedimentaria).
d	A, B, C	Restricción física de raíz.
di	L	Tierra de diatomeas (diatomita).
e	O	Materia orgánica de descomposición intermedia.
f	W	Suelo o agua congelada.
ff	-	Permafrost seco.
g	E, B, C	Fuerte gleización. Indica que el Fe se ha reducido y eliminado durante la formación del suelo o que la saturación con agua lo ha conservado en un estado reducido.
h	B	Acumulación iluvial de materia orgánica y sesquióxidos. El componente sesquióxido está dominado por Al y se presenta solo en cantidades muy pequeñas.
i	O	Material orgánico ligeramente descompuesto.
j	B	Acumulación de jarosita, producto de alteración de la pirita que ha estado expuesta a un ambiente oxidante.
jj	-	Evidencia de crioturbaación.
k	B, C	Acumulación de carbonatos secundarios. Indica una acumulación visible de carbonato de calcio pedogenético (< 50 %, por volumen).
kk	-	Engullimiento del horizonte por carbonatos secundarios. Se usa cuando la estructura del suelo está tapada con carbonato pedogenético de grano fino (≥ 50 %, por volumen).
m	B	Cementación pedogenética.

Sufijo	Horizonte	Descripción
ma	L	Marga.
n	B, C	Acumulación de sodio.
o	B, C	Acumulación residual de sesquióxidos.
p	O, A	Labranza u otra perturbación.
q	B, C	Acumulación de sílice.
r	C	Roca madre erosionada o blanda. Indica capas de roca madre que están moderadamente cementadas o menos cementadas.
s	B	Acumulación iluvial de sesquióxidos y materia orgánica. Se usa si los componentes son significativos y si el valor o el croma —húmedo— del horizonte es ≥ 4 .
se		Presencia de sulfuros. Suelen tener colores oscuros (ej., valor ≤ 4 , croma ≤ 2).
ss	A, B, C	Presencia de lados de deslizamiento. Resultan directamente del hinchamiento de los minerales arcillosos y la falla por corte, comúnmente en ángulos de 20° a 60° sobre la horizontal.
t	E, B, C	Acumulación de arcilla de silicato.
u	-	Presencia de materiales fabricados por humanos (artefactos).
v	A, B	Plintita. Indica la presencia de material rojizo, rico en Fe, pobre en humus, que es firme o muy firme cuando está húmedo y está menos que fuertemente cementado.
w	B	Desarrollo de color o estructura, con poca o ninguna acumulación aparente de material iluvial.
x	E, B	Fragipán. Indica una capa desarrollada genéticamente que tiene una combinación de firmeza y fragilidad y, por lo general, una densidad aparente más alta que las capas adyacentes.
y	B	Acumulación de yeso.

Sufijo	Horizonte	Descripción
yy		Dominancia del horizonte por yeso (≥ 50 %, por volumen).
z	B	Acumulación de sales más solubles que el yeso.

Fuente: Guthrie y Witty (1982); Schaetzl y Anderson (2005a); Soil Survey Staff (2014).

Figura 23. Perfiles de suelo en Polonia. A) Suelo con secuencia de horizontes Ap-Et-Bt; B) Suelo con secuencia de horizontes Ap-Bt1-Bt2-BC-C-Ck



Fuente: Rodzik *et al.* (2014).

Horizontes diagnósticos. Los horizontes diagnósticos (Tabla 18) se usan para describir características de capas de material mineral. Se pueden formar en la superficie o cerca de esta (epipedón), donde la mayor parte de la estructura de la roca ha sido destruida y el suelo está oscurecido por materia orgánica o muestra evidencia de eluviación, o ambos.

También se pueden establecer debajo de la superficie del suelo (subsuperficial) (Soil Survey Staff, 2014).

Tabla 18. Horizontes diagnósticos

Horizonte diagnóstico	Equivalencia común	Descripción	Orden común
Epipedón antrópico	Ap	Formado en material alterado o transportado por humanos. Puede tener un contenido elevado de P debido a las adiciones humanas.	-
Epipedón folístico	Oi, Oe, Oa	Saturado por agua < 30 días acumulativos, no drenado artificialmente (grosor mínimo = 15 cm).	HIST, otros
Epipedón hístico	Oi, Oe, Oa	Saturado por agua ≥ 30 días acumulativos y reducción (grosor mínimo = 20 cm).	HIST
Epipedón melánico	A, Ap	Oscuro, rico en C orgánico, generalmente formado por continuas y finas adiciones de ceniza volcánica.	Algunos AND
Epipedón mólico	A, Ap	Oscuro (color ≤ 3 cuando está húmedo y ≤ 5 seco; croma ≤ 3 húmedo). Rico en humus (≥ 0,6 % de C orgánico), en el que los cationes bivalentes, especialmente Ca, son dominantes en el complejo de intercambio; saturación de bases > 50 %; la estructura granular es común (grosor mínimo = 25 cm).	VER
Epipedón ócrico	A, Ap	Demasiado delgado o seco. Tiene valor de color o croma muy alto, y poco C orgánico.	ENT, ALE, ULT, OXI, AND, GEL, ARI, INC, SPO, algunos MOL

Horizonte diagnóstico	Equivalencia común	Descripción	Orden común
Epipedón plaggen	Ap	Oscuro, grueso, creado por el estiércol a largo plazo (grosor = 50 cm).	-
Epipedón úmbrico	A, Ap	Similar al mólico, pero la saturación de bases es < 50 %; generalmente formado en climas frescos y húmedos, bajo bosques.	ULT
Ágrico	Varios	Iuvial que se ha formado bajo cultivo y contiene cantidades significativas de limo, arcilla, y humus.	
Álbico	E	Eluvial que tiene ≥ 85 % (en volumen) de materiales álbicos. La arcilla y/o los óxidos de Fe libres se han eliminado de los materiales o los óxidos se han segregado hasta tal punto que el color de los materiales es determinado en gran medida por el de las partículas primarias.	SPO, ALF, AND, ULT, algunos MOL
Anhídrico	B	Acumulación de anhídrita a través de la neoformación o transformación en un grado significativo (grosor ≥ 15 cm).	ARI, VER, MOL
Argílico	Bt	Arcilla aluvial. Contiene $\geq 1,2$ veces más arcilla que los horizontes suprayacentes. Tiene revestimientos de arcilla orientada (argillans) en las caras de los agregados (grosor mínimo = 7,5 cm).	ALF, ULT, MOL, ARI, SPO
Cálcico	Bk	Iluvial en el que carbonato de calcio u otros se han acumulado a un grado significativo (grosor mínimo = 15 cm).	ARI, VER, MOL, INC
Cámbrico	Bw, Bg	Resultado de alteraciones físicas, transformaciones químicas o remociones o de una combinación de dos o más de estos procesos.	INC, GEL, VER, ARI
Duripán	Bqm	Cementado con sílice con o sin agentes cementantes auxiliares.	MOL, INC, ALF, AND

Horizonte diagnóstico	Equivalencia común	Descripción	Orden común
Fragipán	Bx, Ex, Btx	Restringe la entrada de agua y raíces. Los fragmentos secados al aire se reducen en agua. Comúnmente, tiene una estructura prismática gruesa con material E entre prismas. Quebradizo y denso (grosor mínimo = 15 cm).	ALF, INC, ULT SPO
Glósico	E/Bt, E/Btn E/Btx	Resultado de la degradación de un horizonte argílico, kándico o nátrico, de los que se eliminan la arcilla y los óxidos de Fe libres.	ALF
Gípsico	By	Acumulación de yeso o transformación significativa (grosor mínimo = 15 cm).	ARI, VER, MOL
Kándico	Bt	Acumulación de arcilla con relación a los horizontes subyacentes similar al argílico, pero las arcillas poseen baja capacidad de intercambio catiónico (CIC) (grosor mínimo = 30 cm).	ULT
Nátrico	Btn	Iluvial con acumulación de arcilla con relación a los horizontes subyacentes similar al argílico, pero con más sodio.	MOL, ARI, ALE, VER
Óxico	Bo	Horizonte B arenoso dominado por caolinita, arcillas oxidadas y otros minerales resistentes, muy degradado y con baja CIC. El contenido de arcilla aumenta con la profundidad (grosor mínimo = 30 cm).	OXI
Petrocálcico	Bkm	Iluvial con acumulación de carbonato de calcio secundario u otros carbonatos, lo que da como resultado un horizonte cementado (grosor mínimo = 10 cm).	ARI
Petrogípsico	Bym	Acumulación o transformación visible de yeso secundario, cementado (grosor mínimo = 10 cm).	ARI

Horizonte diagnóstico	Equivalencia común	Descripción	Orden común
Plácico	Bsm	Delgado (<10 mm), de color negro a rojizo oscuro, cementado por Fe (o Fe y Mn) y materia orgánica.	SPO
Sálico	Bz	Acumulación de sales que son más solubles que el yeso en agua fría (grosor mínimo = 15 cm).	ARI, VER, MOL
Sómbrico	Bh	Contiene humus iluvial no asociado con Al ni dispersado por Na, formado bajo drenaje libre.	-
Spódico	Bs, Bh, Bhs, Bsm, Bhsm	Iluvial con ≥ 85 % de materiales espódicos; compuestos amorfos de C orgánico y Al, con o sin Fe. Colores oscuros y/o rojizos. pH bajo ($\leq 5,9$) (grosor mínimo = 2,5 cm).	SPO

ENT = Entisol; HIS = Histosol; GEL = Gelisol; INC = Inceptisol; AND = Andisol; ARI = Aridisol; VER = Vertisol; ALF = Alfisol; MOL = Molisol; ULT = Ultisol; SPO = Spodosol; OXI = Oxisol.

Fuente: Schaetzl y Anderson (2005f); Soil Survey Staff (2014).

Para recordar

La reorganización de los materiales alterados por los factores y procesos de formación da como resultado la aparición de capas con características físicas, químicas y biológicas particulares.

A estas capas se les denominan *horizontes*.

Clasificación de suelos

La taxonomía de suelos es un sistema de clasificación en el cual se agrupan los suelos de acuerdo con un rango de propiedades similares (físicas, químicas y biológicas) a unidades que puedan ser georreferenciadas y mapeadas. El primer sistema fue la clasificación rusa (1938), en la cual se toman como re-

ferencia los factores formadores de los suelos y su ambiente para la clasificación de suelos zonales, azonales e intrazonales. Posteriormente, se desarrolló un nuevo sistema con enfoque en los procesos formadores, destacándose la clasificación francesa (1967) (FAO, 2013).

La Organización para la Alimentación y la Agricultura de Naciones Unidas (FAO, por sus siglas en inglés), junto con la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (Unesco), publicaron en 1974 el «Mapa del Mundo de Suelos», donde clasificaron los suelos en 106 unidades que forman 26 clases. No obstante, en 1998 fue reemplazado por la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (WRB, en inglés), editada por un grupo de trabajo de la Unión Internacional de las Ciencias del Suelo (IUSS, 2015).

La clasificación más usada corresponde a un sistema moderno de taxonomía de suelos llevado a cabo por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA) y publicado en 1975, el cual agrupa los suelos en 12 órdenes teniendo en cuenta los horizontes diagnósticos (Alfisol, Andisol, Aridisol, Entisol, Gelisol, Histosol, Inceptisol, Molisol, Oxisol, Spodosol, Ultisol y Vertisol) (Tabla 19), que presentan grados de evolución diferentes (Figura 24). Este sistema de clasificación taxonómica se ha diseminado y reconocido internacionalmente, sobre todo en países de Asia y América Latina (FAO, 2013), exceptuando Brasil, que posee su propio Sistema Brasileiro de Clasificación de Suelos (SiBCS), publicado por primera vez en 1987 (Dos Santos *et al.*, 2018).

En Colombia, el 38,40 % del territorio está compuesto por Inceptisoles, seguidos por Entisoles (14,60 %), Oxisoles (14,20 %), Andisoles (6,40 %), Molisoles (1,80 %), Ultisoles (1,30 %), Vertisoles (1,04 %), Histosoles (0,70 %) y Aridisoles (0,50 %) (Figura 25) (IGAC, 2015).

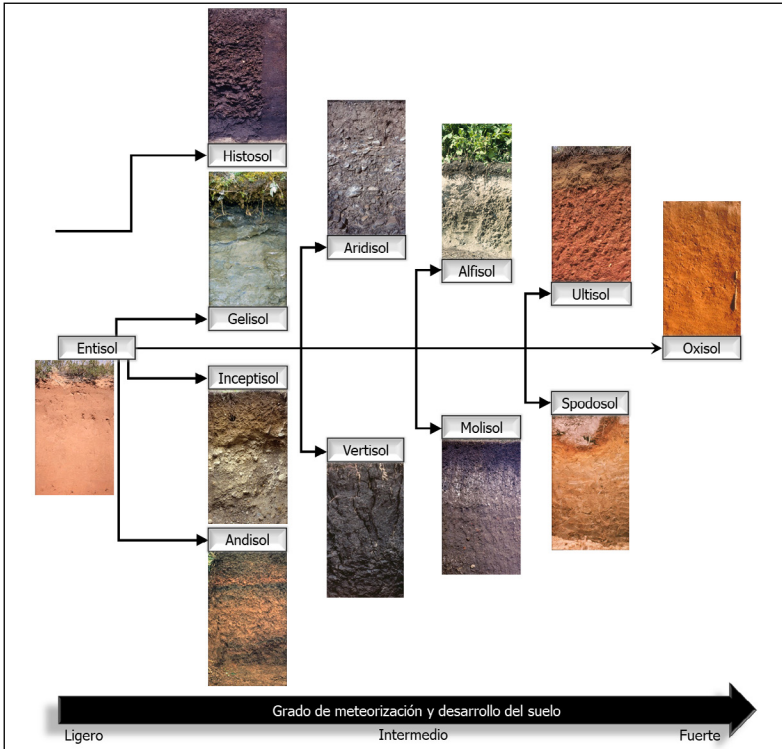
Tabla 19. Descripción de los órdenes del suelo

Orden	Descripción
Alfisol	Suelos resultados de procesos de meteorización que filtran minerales arcillosos y otros constituyentes de la capa superficial hacia el subsuelo. Se encuentran en áreas semiáridas a húmedas, se forman principalmente bajo bosques o cubiertas vegetal mixta y son productivos para la mayoría de los cultivos. Representan alrededor del 10 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.
Andisol	Suelos que se forman principalmente a partir de ceniza volcánica en las tierras altas. Presentan alto contenido de materiales activos de Al y Fe, y la densidad aparente más baja entre los minerales. Tienden a ser suelos altamente productivos. Son comunes en áreas frescas con precipitaciones de moderadas a altas. Representan alrededor del 1 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.
Aridisol	Suelos de climas secos con algún desarrollo en el horizonte B, con acumulación de yeso, sales, carbonato de calcio y otros materiales que se lixivian fácilmente de los suelos en ambientes más húmedos. Son suelos demasiado secos para el crecimiento de plantas mesofíticas. La falta de humedad restringe en gran medida la intensidad de los procesos de meteorización y limita la mayoría de los procesos de desarrollo del suelo a la parte superior del suelo. Son comunes en los desiertos y representan alrededor del 12 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.
Entisol	Suelos muy débilmente desarrollados, sobre superficies jóvenes o áreas donde la tasa de erosión o deposición es más rápida que la tasa de desarrollo del suelo (ej., dunas, laderas empinadas, llanuras aluviales). Representan alrededor del 16 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo. Ocurren en áreas de materiales parentales depositados recientemente o donde la tasa de erosión o deposición es más rápida que la tasa de desarrollo del suelo.
Gelisol	Suelos con permafrost dentro de los 100 cm de la superficie y/o que presentan evidencia de crioturbación y/o segregación de hielo. Son comunes en latitudes y elevaciones altas. Representan alrededor del 9 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.

Orden	Descripción
Histosol	Suelos orgánicos sin permafrost superficial, dominados por materia orgánica en descomposición. La mayoría están saturados todo el año, pero algunos se drenan libremente. Representan alrededor del 1 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.
Inceptisol	Son suelos de ambientes semiáridos a húmedos con débil desarrollo del horizonte B y generalmente exhiben grados moderados de meteorización. Representan alrededor del 17 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.
Molisol	Suelos ricos en bases que tienen un horizonte A oscuro y espeso, relativamente con contenido alto de materia orgánica y bastante fértiles. A menudo formados bajo pastizales o sabana. Representan alrededor del 7 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.
Oxisol	Suelos altamente meteorizados, relativamente infértiles, dominados por arcillas oxidadas de baja actividad. Generalmente, se forman en condiciones húmedas tropicales y subtropicales, con una intensa lixiviación de sílice y cationes alcalinos y alcalinotérreos, lo que resulta en la acumulación de cuarzo, caolinita y diversas cantidades de minerales resistentes como (hidr-)óxidos de Fe, Al, Mn y Ti. Representan alrededor del 8 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.
Spodosol	Suelos en los que la translocación de compuestos de Fe, humus y Al es dominante. La mayoría se forman en climas templados y boreales húmedos en rocas de textura ligera o arenas de cuarzo, en llanuras aluviales y terrazas de ríos bajo bosques de pinos, y en rocas duras silíceas en las montañas. Tienden a ser ácidos e infértiles. Representan alrededor del 4 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.
Ultisol	Suelos ácidos, lixiviados de climas cálidos y húmedos que tienen un horizonte B enriquecido en arcilla; generalmente, 1:1 y arcillas oxidadas. Representan alrededor del 8 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.
Vertisol	Suelos oscuros de arcillas expansivas que se contraen y se hinchan con los cambios en el contenido de humedad. Se presentan principalmente en pastizales semiáridos y sabanas donde desarrollan grietas profundas en la estación seca. También se pueden encontrar bajo bosques mixtos de pinos y caducifolios. Tienden a presentar alta fertilidad natural. Representan alrededor del 2 % de la superficie terrestre libre de hielo del mundo.

Fuente: FAO e ITPS (2015); Schaetzl y Anderson (2005f); USDA (2008b).

Figura 24. Taxones del suelo según su grado de meteorización y desarrollo del suelo



Fuente: elaboración propia con base en USDA (2008b).

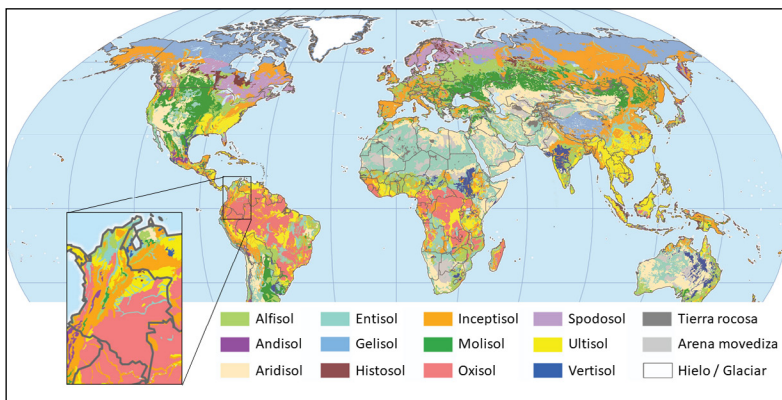
Mapeo de suelos

La aplicación más directa de la clasificación de suelos es el mapeo y estudio del recurso. El mapeo es el proceso de delinear cuerpos naturales de suelos para clasificarlos y agruparlos en unidades de mapa. Así, al capturar información de propiedades del suelo se puede interpretar y representar la distribución espacial de este en un mapa (Soil Science Divi-

sion Staff, 2017). En general, hay dos niveles en un mapa de esta clase: el primero es un inventario de las propiedades del suelo, que por sí mismas describen la condición de los suelos cuando fueron mapeados; el segundo consiste en interpretaciones, es decir, información adicional sintetizada a partir de las propiedades del suelo y el contexto del sitio (Miller, 2017).

Cada unidad de mapa se denomina delineación y generalmente contiene en su nombre los componentes dominantes hallados en el suelo (Schaetzl y Anderson, 2005f). Estas unidades están diseñadas con el fin de entregar de manera eficiente información para satisfacer las necesidades de los usuarios de cara a la gestión y las decisiones sobre el uso de la tierra. Pueden aparecer como áreas individuales (es decir, polígonos), puntos o líneas. Cada unidad difiere en algún aspecto de todas las demás en un área de estudio y se identifica de manera única en un mapa de suelos (Soil Science Division Staff, 2017). Un ejemplo se presenta en la Figura 25, donde se muestran unidades taxonómicas.

Figura 25. Distribución mundial de los taxones del suelo con énfasis en Colombia



Fuente: USDA (2005).

Componentes de un mapa

Dentro del contexto de una unidad de mapa, un componente es una entidad que se puede delinear a alguna escala. Es comúnmente un suelo, pero puede ser un área miscelánea (área sin suelo). Los componentes que consisten en suelo reciben el nombre de una serie de suelo o una clase taxonómica superior. A las que son áreas misceláneas se les da un nombre apropiado, como «afloramiento rocoso» o «terreno urbano». En cualquier caso, cada componente que constituye una unidad cartográfica puede identificarse sobre el terreno y delinearse por separado a una escala suficientemente grande (Soil Science Division Staff, 2017). Los componentes pueden ser mayores o menores en extensión, dependiendo del tipo de unidad de mapa y de la composición porcentual.

La designación de componentes como mayores o menores en las bases de datos de suelos es útil para las agrupaciones interpretativas. Por lo general, solo los componentes principales se utilizan en el nombre de una unidad de mapa (Soil Science Division Staff, 2017). Un componente dominante o principal está representado en una delineación por una parte de un polipodón, un polipodón completo o varios polipodones. Una unidad de mapa sin inclusiones sería equivalente a un polipodón, taxonómicamente puro.

Dado que el polipodón se define como homogéneo a nivel de clasificación de serie, cada pedón que forma el polipodón debe estar dentro de los límites de clase para todas las propiedades (textura, color, reacción, espesor, etc.) de esa serie (Schaetzl y Anderson, 2005f; Soil Science Division Staff, 2017). La Tabla 20 enumera los tipos de componentes de unidades cartográficas que se utilizan en el levantamiento de suelos.

Tabla 20. Tipos de componentes de unidades de mapa utilizados en estudios de suelos

Tipo de componente	Descripción
Serie de suelo	<p>Componente más común. Es el nivel categórico más bajo de la taxonomía de suelos y representa un cuerpo de suelo tridimensional que tiene una combinación única de propiedades que lo distinguen de las series vecinas.</p> <p>Como clase, una serie es un grupo de suelos o polipedones que tienen horizontes similares en arreglo y en características diferenciadoras.</p> <p>Algunas de las características comúnmente utilizadas para diferenciar series son el tipo, el espesor y la disposición de los horizontes y su estructura, color, rasgos redoximórficos, textura, reacción, consistencia, contenido de carbonatos, otras sales, humus y fragmentos de roca, temperatura, tipos y espesores de materiales alterados por humanos, y composición mineralógica.</p>
Categorías taxonómicas por encima de la serie	<p>Componentes a los que se les asigna un término de referencia taxonómico que no implica un rango específico de propiedades más allá de lo que se proporciona en la descripción de la unidad de mapa.</p> <p>El primer nivel por encima de la serie es la familia. Los componentes asignados al nivel de familia coinciden con la clasificación de una serie, pero no con los criterios de la serie. El nombre de una serie representativa perteneciente a la clasificación taxonómica del componente se utiliza como nombre del componente (ej., familia Ezbin). El nombre del componente representa el rango de características de muchas series dentro de la clasificación familiar.</p> <p>Los componentes mapeados a niveles más altos que la familia usan la clasificación como un término de referencia y pueden incluir el rango de características para muchas familias dentro de la clasificación de referencia. Un ejemplo es Typic Cryaquolls de arcilla gruesa.</p>

Tipo de componente	Descripción
Tasa adjunta (Taxadjunct)	Componentes que llevan el nombre de una serie de suelos a los que se asemejan pero que tienen una o más características diferenciadoras que están fuera de los límites de clase taxonómica de esa serie. Su uso y manejo es similar al de la serie de suelos nombrada. Se describen las diferencias con la serie establecida. Por ejemplo, un componente de unidad de mapa limoso fino difiere ligeramente de una serie limosa fina establecida solo en el tamaño de las partículas, y no existen series de suelos actuales para acomodar la clasificación limoso fino. En tal caso, el suelo limoso fino se correlaciona como un agregado taxativo a la serie limosa fina establecida y no se propone una nueva serie.
Áreas misceláneas	Componentes que no son suelo según se define en la taxonomía de suelos (como afloramiento rocoso) o cuerpos de suelo que ya no son capaces de sustentar plantas, como suelos muy contaminados por sustancias tóxicas.
Fases de los componentes	Componentes a los que se les asigna un término descriptivo para ayudar a distinguir entre múltiples componentes de la misma área taxonómica o miscelánea que ocurren dentro de la misma leyenda de unidad de mapa o unidades de mapa asociadas geográficamente.

Fuente: Soil Science Division Staff (2017).

Tipos de unidades de mapa

Hay tres tipos principales de unidades de mapa: consociación, complejo y asociación. Las consociaciones son unidades de mapa delineadas o dominadas por un taxón o serie. En este caso, al menos el 50 % de los pedones en la unidad deben pertenecer al suelo por el cual esta se nombra (Soil Science Division Staff, 2017). Los complejos y las asociaciones de unidades cartográficas consisten en dos o más taxones de suelos diferentes que se presentan en un patrón tan confuso que no se puede resolver en la escala del mapa (Schaetzl y Anderson,

2005f). Estos dos tipos se diferencian entre ellos debido a que en las unidades complejas el patrón es lo suficientemente tosco como para que pueda resolverse —y por lo tanto representarse— en un mapa de suelos de 1:24.000 (Soil Science Division Staff, 2017).

Dentro de los tipos de unidades también se encuentran los grupos indiferenciados, que representan una unidad de mapa de suelos diferentes que no están asociados geográficamente de manera consistente y, por lo tanto, no siempre aparecen juntos en la misma delineación de unidad de mapa. Estos componentes se incluyen en la misma unidad de mapa nombrada porque el uso y la gestión son iguales o muy similares para usos comunes (Soil Science Division Staff, 2017).

Importancia del mapeo de suelos

Los mapas de suelos se crearon originalmente como un mecanismo para evaluar el valor de la tierra, a efectos fiscales. Hoy en día, todavía se usan para ese propósito, pero tienen una multitud de otras funciones, como la zonificación y planificación del uso de la tierra, la protección y gestión de la calidad ambiental, el manejo de cultivos y producción de alimentos, la ubicación de proyectos viales, entre otras. Los mapas de suelos respaldan la gestión sostenible del recurso porque sirven como una herramienta clave en la toma de decisiones al suministrar información importante sobre las características y condiciones de los suelos.

Así pues, mapear el suelo no es una tarea trivial ya que las limitaciones en la observación directa del suelo hacen que la predicción espacial sea un componente clave en la calidad del mapa (Miller, 2017). En las últimas décadas, los métodos de mapeo de suelos y la disponibilidad de datos han aumentado

exponencialmente, mejorando la calidad de los mapas producidos. De esta forma, mientras que en el pasado los mapas se generaban únicamente como productos de papel, actualmente la mayoría están disponibles como archivos digitales, lo que permite una multitud de usos adicionales, por ejemplo, en un sistema de información geográfica (SIG).

Usando las herramientas cuantitativas que ahora se encuentran disponibles de SIG y estadísticas, hay una variedad de métodos que se pueden usar para detectar patrones y usarlos para hacer predicciones sobre sitios no observados. Sin embargo, dentro de cualquiera de estos métodos hay ciertas suposiciones y sesgos que influyen en las características del mapa resultante. Por ejemplo, los métodos de predicción espacial se pueden clasificar en exactos o inexactos: los exactos producen valores en los puntos de observación iguales al valor medido allí, lo que a veces también se denomina honrar los datos; los modelos inexactos, en cambio, no tienen que producir una superficie de predicción (mapa) que coincida con los valores en los puntos de observación (De Smith *et al.*, 2018).

Aunque usar un modelo exacto puede sonar mejor, en realidad dependería de las circunstancias, como la confianza en la precisión de la medición en esos puntos de observación. Por lo tanto, no existe una respuesta única sobre el mejor método para usar SIG y estadísticas espaciales para producir los mapas de suelos necesarios de cara a la gestión sostenible de la tierra. Sin embargo, comprender los conceptos principales detrás de los diferentes enfoques puede guiar a los profesionales a optimizar sus métodos para cumplir con los objetivos del mapeo (Miller, 2017).

Para recordar

Vasily Vasílievich Dokucháyev (1846-1903) fue un geólogo ruso, considerado el padre de la ciencia del suelo. Antes de sus investigaciones, el suelo era considerado como producto de la transformación fisicoquímica de las rocas.

Hans Jenny (1899-1990) estableció la función general que relaciona los factores de formación de suelos así: $s = f(cl, o, r, p, t)$, donde s = suelo, cl = clima, o = organismos vivos, r = relieve, p = material parental y t = tiempo.

Cuestionario de la unidad 1

1. Desde una perspectiva pedológica, el suelo es un cuerpo evolutivo natural independiente que se puede subdividir en subcompartimentos y que se ha formado bajo la influencia de cinco factores: material parental, relieve, clima, organismos y tiempo. Estos factores formadores del suelo, al definir el estado del sistema, son conocidos como factores de estado. Entre ellos, ¿cuáles son los actores más activos?
 - a. Relieve y clima.
 - b. Clima y material parental.
 - c. Organismos y clima.
 - d. Clima y tiempo.
2. Una zona experimenta una erupción volcánica en la que la lava (magma en fusión) asciende rápidamente hasta alcanzar la superficie, donde forma basalto. Esta roca posteriormente se somete a altas temperaturas y presiones, lo que produce esquisto azul y verde, los cuales hacen parte de:
 - a. Rocas ígneas.
 - b. Sedimentos.

- c. Rocas metamórficas.
 - d. Rocas sedimentarias.
3. Un campesino realiza una excavación en un predio de su propiedad ubicado en una zona templada y encuentra que el suelo presenta pigmentaciones rojizas. Ante su curiosidad, contrata a un pedólogo con el fin de estudiar los componentes minerales del suelo y saber a qué se debe esa coloración. Los resultados evidencian que el suelo posee grandes cantidades de goethita y hematita. ¿Qué tipo de minerales son?
- a. Silicatos.
 - b. Óxidos de Fe.
 - c. Óxidos de Mn.
 - d. Sulfuros.
4. Los filosilicatos son minerales secundarios arcillosos que en su estructura poseen tetraedros de sílice, donde los tres iones O^{2-} en la base de cada uno se comparten entre dos tetraedros, y los tetraedros enlazados están dispuestos para formar una «hoja» de anillos pseudo hexagonales. La esmectita es un filosilicato que presenta una lámina octaédrica rodeada por dos láminas tetraédricas y persiste en suelos ricos en sílice, Mg^{2+} y Ca^{2+} . De acuerdo con su estructura, la esmectita es:
- a. Arcilla 2:1:1.
 - b. Arcilla 2:1.
 - c. Arcilla 3:1.
 - d. Arcilla 1:1.
5. Una zona rural presenta suelos poco desarrollados y muy delgados, por lo que los campesinos expresan que las plantas no prosperan, y si prosperan, las grandes escorrentías en

épocas lluviosas arrasan con sus cultivos. ¿Cuál podría ser la característica más crítica de la pendiente en esta zona?

- a. Pendiente ondulada.
 - b. Pendiente quebrada.
 - c. Pendiente inclinada.
 - d. Pendiente escarpada.
6. Los organismos del suelo desempeñan un papel esencial en la formación del suelo al tener influencia sobre sus propiedades físicas y químicas. Participan en la descomposición y transformación de la materia orgánica, la meteorización de los minerales, la formación de agregados y la producción de minerales (biomineralización). Las comunidades microbianas pueden contribuir a la formación de agregados de diferentes formas. ¿Cuál de las siguientes opciones no es una de ellas?
- a. Secreción de sustancias poliméricas extracelulares.
 - b. Generación de glomalina.
 - c. Producción de compuestos amino.
 - d. Acción mecánica de hifas.
7. La intensa actividad de excavación de estos organismos en el suelo y su alimentación transforma el ambiente circundante, ocasionando perturbación y aumento de la infiltración de agua y la aireación del suelo, por lo que se les considera «ingenieros de ecosistemas»:
- a. Lombrices, hongos y ácaros.
 - b. Hormigas, lombrices y termitas.
 - c. Protozoos, termitas y hormigas.
 - d. Plantas, hormigas y lombrices.

8. Si dos suelos tienen la misma edad, quiere decir que ambos poseen el mismo desarrollo o evolución:
 - a. Verdadero.
 - b. Falso.

9. Los procesos pedogenéticos del suelo se pueden clasificar en procesos globales que incluyen adiciones, transformaciones, translocaciones y pérdidas. ¿Cuál es el proceso específico responsable de la acumulación de residuos orgánicos sin descomponer en la superficie, lo que conduce a la formación del horizonte O?
 - a. Adición-humificación.
 - b. Adición-mineralización.
 - c. Adición-littering.
 - d. Adición-cumulización.

10. En zonas con climas que tienen una estación seca prolongada y cálida es común que se presenten suelos con colores rojos como resultado de la formación de la hematita. ¿Qué nombre recibe ese proceso?
 - a. Gleización.
 - b. Enrojecimiento.
 - c. Lessivage.
 - d. Rubefacción.

11. En los procesos de transformación, existe uno en el cual los microorganismos cumplen un papel esencial en su actividad de descomposición de residuos vegetales y animales. El suelo resultante es de color oscuro, promueve la formación del horizonte A y está compuesto por sustancias con gran capacidad para interactuar con iones metálicos,

- óxidos, hidróxidos, compuestos minerales y orgánicos. ¿De qué proceso se está hablando?
- Mineralización.
 - Humificación.
 - Bioperturbación.
 - Littering.
12. Los procesos pedogenéticos se pueden agrupar en términos de tiempos característicos. Según las siguientes opciones, ¿cuáles hacen parte de los procesos formadores lentos?
- Littering y humificación.
 - Humificación y ferralitización.
 - Ferralitización y petrocementación.
 - Crioturbación y bioturbación.
13. La textura del suelo es una característica muy estable que influye en las propiedades biofísicas del recurso y está interrelacionada con su fertilidad y calidad a largo plazo. Esta característica hace referencia a la proporción relativa de las fracciones de arcilla, limo y arena, que según su tamaño sigue el siguiente orden:
- Arena > limo > arcilla.
 - Limo > arcilla > arena.
 - Arcilla > limo > arena.
 - Arena > arcilla > limo.
14. En los estudios de suelos, una descripción objetiva y completa es esencial porque sirve como base para la identificación, la clasificación, la correlación, el mapeo y la interpretación del suelo, pues cada suelo tiene una morfología distinta, cuyos cambios proceden a lo largo de caminos evolutivos que difieren de un clima a otro. Partiendo de

ello, la descripción morfológica de los suelos incluye, entre otras propiedades:

- a. Composición química, porosidad e infiltración.
 - b. Infiltración, pH y estructura.
 - c. Textura, estructura y color.
 - d. Consistencia, pH y composición química.
15. En la formación de agregados del suelo, el proceso de floculación es el responsable de la unión de las partículas por fuerzas electrostáticas entre las partículas cargadas negativamente y los cationes del suelo o el agua. Cada uno de los cationes del suelo posee poder relativo de floculación diferente. Así, ___ es buen floculante, y __ , mal floculante:
- a. Na^+ , Ca^{2+} .
 - b. Ca^{2+} , Na^+ .
 - c. Na^+ , K^+ .
 - d. Ca^{2+} , Mg^{2+} .
16. La porosidad del suelo se define como la relación entre el volumen de espacios vacíos (poros) de un suelo y el volumen total de este. Los poros permiten el movimiento de aire, agua y microorganismos a través del recurso. Las propiedades de textura y estructura determinan la porosidad de los suelos, y por consiguiente su permeabilidad. Si un suelo es arcilloso, ¿qué características de porosidad y permeabilidad se espera que tenga?
- a. Microporos, alta porosidad y baja permeabilidad.
 - b. Microporos, baja porosidad y baja permeabilidad.
 - c. Mesoporos, alta porosidad y baja permeabilidad.
 - d. Mesoporos, baja porosidad y baja permeabilidad.

17. La densidad aparente se refiere al peso seco del suelo por unidad de volumen total, expresada en g/cm^3 o kg/m^3 . Esta propiedad refleja la capacidad del suelo para funcionar como soporte estructural y garantizar el movimiento de agua, aire y solutos del suelo. Por esta razón, se usa como un indicador de:
- Consistencia.
 - Compactación.
 - Textura.
 - Color.
18. La consistencia del suelo se define como el grado y tipo de cohesión y adhesión que exhibe el suelo y/o la resistencia del suelo a la deformación o ruptura bajo un estrés aplicado. Esta propiedad es el resultado del cubrimiento de los espacios entre dos superficies gracias a agentes cementantes, que pueden contener:
- Óxidos de Ti y Si.
 - Carbonatos y humus.
 - Carbonatos y amonio.
 - Humus y óxidos de Ti.
19. El color del suelo es la propiedad que más refleja su entorno e historia pedogenética, por lo que se usa para inferir los procesos que intervinieron en su formación. Los suelos pueden presentar pigmentos uniformes o moteados debido a los diferentes tipos de recubrimientos o variaciones en el grado del recubrimiento. Los colores oscuros son característicos de suelos ricos en ____, y los colores rojizos corresponden a suelos ricos en ____.
- Materia orgánica, Mn.
 - Manganeso, Al.

- c. Materia orgánica, Fe.
 - d. Materia orgánica, carbonatos.
20. Debido a que la percepción del color suele ser subjetiva, los científicos lo han cuantificado objetivamente comparando muestras con fichas estandarizadas en la tabla de colores del sistema Munsell, el cual está conformado por:
- a. Color, matiz y valor.
 - b. Valor, matiz y croma.
 - c. Saturación, croma y color.
 - d. Luminosidad, matiz y valor.
21. El pH es un parámetro que se usa para identificar respuestas químicas en el suelo ya que afecta la solubilidad de los productos químicos presentes al influir en el grado de ionización de los compuestos y su subsiguiente carga general. La medición del pH determina el grado de acidez y de alcalinidad que presentan los suelos. Un suelo con alto contenido de materia orgánica tiende a poseer valores de pH:
- a. Ácidos.
 - b. Neutros.
 - c. Alcalinos.
22. La alcalinidad de los suelos (pH altos) es consecuencia de la presencia de cationes alcalinos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ y Na^+) como resultado de diferentes procesos, entre los que *no* se encuentra:
- a. Acumulación de sedimentos marinos.
 - b. Meteorización o pedogénesis de minerales.
 - c. Condiciones climáticas donde la precipitación es mayor que la evapotranspiración.

- d. Condiciones climáticas donde la evapotranspiración es mayor que la precipitación.
23. El proceso de formación del suelo genera diferentes capas horizontales (horizontes) que son característicos de ese suelo en particular. Aquellas capas minerales que sufren pérdida eluvial de arcilla silicatada, Fe, Al o alguna combinación de estos, dejando una concentración de partículas de arena y limo con un color claro característico, corresponden a un:
- Horizonte A.
 - Horizonte B.
 - Horizonte E.
 - Horizonte D.
24. La taxonomía de suelos es un sistema de clasificación en el cual se agrupan los suelos de acuerdo con un rango de propiedades similares (físicas, químicas y biológicas) a unidades que puedan ser georreferenciadas y mapeadas. Aquellos suelos ácidos, lixiviados de climas cálidos y húmedos que tienen un horizonte B enriquecido en arcilla, generalmente 1:1 y arcillas oxidadas, hacen parte del orden:
- Oxisol.
 - Ultisol.
 - Entisol.
 - Molisol.
25. La clasificación de suelos más usada corresponde a un sistema moderno de taxonomía de suelos llevado a cabo por el USDA y publicado en 1975. Este agrupa los suelos en 12 órdenes que presentan grados de evolución diferentes.

De acuerdo con el grado de meteorización y desarrollo del suelo, los órdenes siguen la secuencia:

- a. Entisol > Inceptisol > Ultisol.
- b. Oxisol > Entisol > Molisol.
- c. Oxisol > Molisol > Entisol.
- d. Ultisol > Oxisol > Molisol.

Referencias de la unidad 1

- Albers, C. N., Banta, G. T., Hansen, P. E. y Jacobsen, O. S. (2008). Effect of Different Humic Substances on the Fate of Diuron and Its Main Metabolite 3,4-Dichloroaniline in Soil. *Environmental Science & Technology*, 42(23), 8687-8691. <https://doi.org/10.1021/es800629m>
- Alderton, D. (2021). Other Silicates: The Al_2SiO_5 Polymorphs, Cordierite, Staurolite, Epidote, Chlorite and Serpentine. En D. Alderton y S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (2.^a ed., pp. 368-381). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00186-7>
- Allen, B. L. y Hakel, B. F. (1989). Mineral occurrence in soil environments. En *Minerals in Soil Environments* (2.^a ed., pp. 331-378). Soil Science Society of America.
- Allison, F. E. (1973). A Factor in Soil Aggregation and Root Development. En *Developments in Soil Science* (Vol. 3, pp. 315-345). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)70574-9](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)70574-9)
- Almond, P. C. y Tonkin, P. J. (1999). Pedogenesis by upbuilding in an extreme leaching and weathering environment, and slow loess accretion, south Westland, New Zealand. *Geoderma*, 92(1-2), 1-36. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(99\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(99)00016-6)
- Amundson, R. (2014). Soil Formation. En H. D. Holland y K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (Vol. 7, pp. 1-26). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00501-5>

- Arculus, R. J. (2003). Igneous Geology. En R. A. Meyers (Ed.), *Encyclopedia of Physical Science and Technology* (3.^a ed., pp. 567-581). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-227410-5/00326-4>
- ASTM. (2018). *D1535-14: Standard Practice for Specifying Color by the Munsell System*. ASTM International.
- Bailey, S. W. (1980). Structures of layer silicates. En *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification* (pp. 1-123). Mineralogical Society.
- Bazylnski, D. A. y Frankel, R. B. (2003). Biologically Controlled Mineralization in Prokaryotes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 54(1), 217-247. <https://doi.org/10.2113/0540217>
- Bell, F. G. (2005). Engineering Geology | Problematic Rocks. En R. C. Selley, L. R. M. Cocks e I. R. Plimer (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (pp. 543-554). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00220-3>
- Bharde, A. A., Parikh, R. Y., Baidakova, M., Jouen, S., Hannoyer, B., Enoki, T., Prasad, B. L. V., Shouche, Y. S., Ogale, S. y Sastry, M. (2008). Bacteria-Mediated Precursor-Dependent Biosynthesis of Superparamagnetic Iron Oxide and Iron Sulfide Nanoparticles. *Langmuir*, 24(11), 5787-5794. <https://doi.org/10.1021/la704019p>
- Bindschedler, S. y Verrecchia, E. P. (2019). Fungal Weathering. En M. Gargaud, W. M. Irvine, R. Amils, P. Claeys, H. J. Cleaves, M. Gerin, D. Rouan, T. Spohn, S. Tirard y M. Viso (Eds.), *Encyclopedia of Astrobiology* (pp. 1-6). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-27833-4_5400-1
- Bockheim, J. G. (2014). Albic Horizon. En J. G. Bockheim (Ed.), *Soil Geography of the USA* (pp. 79-87). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-06668-4_10
- Bockheim, J. G., Gennadiyev, A. N., Hammer, R. D. y Tandarich, J. P. (2005). Historical development of key concepts in pedology. *Geoderma*, 124(1-2), 23-36. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.03.004>

- Bohn, H., McNeal, B. y O'Connor, G. (1993). *Química del Suelo*. Limusa.
- Bowles, J. F. W. (2021a). Hydroxides. En D. Alderton y S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (2.ª ed., pp. 442-451). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00162-4>
- Bowles, J. F. W. (2021b). Oxides. En D. Alderton y S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (2.ª ed., pp. 428-441). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00185-5>
- Brevik, E. C. y Hartemink, A. E. (2010). Early soil knowledge and the birth and development of soil science. *CATENA*, 83(1), 23-33. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.06.011>
- Brouwers, G. J., Vijgenboom, E., Corstjens, P. L. A. M., De Vrind, J. P. M. y De Vrind-de Jong, E. W. (2000). Bacterial Mn²⁺ Oxidizing Systems and Multicopper Oxidases: An Overview of Mechanisms and Functions. *Geomicrobiology Journal*, 17(1), 1-24. <https://doi.org/10.1080/014904500270459>
- Bulatovic, S. M. (2015). *Handbook of Flotation Reagents: Chemistry, Theory and Practice*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-17332-4>
- Buol, S. W., Hole, F. D., McCracken, R. J. y Southard, R. J. (1997). *Soil genesis and classification* (4.ª ed.). Iowa State University Press.
- Camuffo, D. (2019). Climate Change, Human Factor, and Risk Assessment. En D. Camuffo (Ed.), *Microclimate for Cultural Heritage* (3.ª ed., pp. 303-340). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64106-9.00014-6>
- Castro, F. y Amézquita, C. E. (1991). Sistemas de labranza y producción de cultivos en suelos con limitantes físicos. *Suelos Ecuatoriales*, 21(1), 21-28.
- Chan, C. S., Fakra, S. C., Edwards, D. C., Emerson, D. y Banfield, J. F. (2009). Iron oxyhydroxide mineralization on microbial extracellular polysaccharides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(13), 3807-3818. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.02.036>

- Chesworth, W. (2008). Ferralitization. En W. Chesworth (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science* (pp. 237). Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3995-9_215
- Chesworth, W., Camps Arbostain, M., Macías, F., Spaargaren, O., Spaargaren, O., Mualem, Y., Morel Seytoux, H. J. y Horwath, W. R. (2008). Carbon Cycling and Formation of Soil Organic Matter. En W. Chesworth (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science* (pp. 91-97). Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3995-9_88
- Chowdhury, S., Khan, N., Kim, G.-H., Harris, J., Longhurst, P. y Bolan, N. S. (2016). Zeolite for Nutrient Stripping from Farm Effluents. En M. N. V. Prasad y K. Shih (Eds.), *Environmental Materials and Waste* (pp. 569-589). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803837-6.00022-6>
- Coleman, D. C. (2008). From peds to paradoxes: Linkages between soil biota and their influences on ecological processes. *Soil Biology and Biochemistry*, 40(2), 271-289. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.08.005>
- Coleman, D. C., Callaham, M. A. y Crossley, D. A. (2018). Introduction to Soil: Historical Overview, Soil Science Basics, and the Fitness of the Soil Environment. En D. C. Coleman, M. A. Callaham y D. A. Crossley (Eds.), *Fundamentals of Soil Ecology* (3.^a ed., pp. 1-20). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-805251-8.00001-6>
- Costa, O. Y. A., Raaijmakers, J. M. y Kuramae, E. E. (2018). Microbial Extracellular Polymeric Substances: Ecological Function and Impact on Soil Aggregation. *Frontiers in Microbiology*, 9, 1636. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2018.01636>
- Daniels, R. B. y Buol, S. W. (1992). Water table dynamics and significance to soil genesis. En *Characterization, Classification, and Utilization of Wet Soils* (pp. 66-74). Natural Resources Conservation Service.

- Darling, T. (2005). Production geology issues. En T. Darling (Eds.), *Well Logging and Formation Evaluation* (pp. 137-154). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-075067883-4/50010-3>
- De Smith, M., Goodchild, M. F. y Longley, P. A. (2018). *Geospatial Analysis: A Comprehensive Guide*. The Winchelsea Press.
- De Vrind-de Jong, E. W. y De Vrind, J. P. M. (1997). Algal deposition of carbonates and silicates. En J. F. Banfield y K. H. Nealson (Eds.), *Geomicrobiology* (pp. 267-308). De Gruyter. <https://doi.org/10.1515/9781501509247-010>
- Dehn, J. y McNutt, S. R. (2015). Volcanic Materials in Commerce and Industry. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (2.^a ed., pp. 1285-1294). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00074-2>
- Doner, H. E. y Lynn, W. C. (1989). Carbonate, halide, sulfate, and sulfide minerals. En *Minerals in Soil Environments* (2.^a ed., pp. 279-330). Soil Science Society of America.
- Dorronsoro, C. (2012). *Horizontes Diagnósticos subsuperficiales*. Universidad de Granada. http://www.edafologia.net/programas_suelos/practclas/taxoil/comun/f10500.htm
- Dorronsoro, C. (2021). *Atlas de rocas*. Universidad de Granada. <http://edafologia.ugr.es/rocas/index.htm>
- Dos Santos, H. G., Jacomine, P. K. T., Dos Anjos, L. H. C., de Oliveira, V. A., Lumberras, J. F., Coelho, M. R., De Almeida, J. A., De Araujo Filho, J. C., De Oliveira, J. B. y Cunha, T. J. F. (2018). *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos* (5.^a ed.). Embrapa. <https://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/199517/1/SiBCS-2018-ISBN-9788570358004.pdf>
- Egal, M., Casiot, C., Morin, G., Parmentier, M., Bruneel, O., Lebrun, S. y Elbaz-Poulichet, F. (2009). Kinetic control on the formation of tooeelite, schwertmannite and jarosite by *Acidithiobacillus ferrooxidans* strains in an As(III)-rich acid mine water.

- Chemical Geology*, 265(3-4), 432-441. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.008>
- Faivre, D. y Schüler, D. (2008). Magnetotactic Bacteria and Magnetosomes. *Chemical Reviews*, 108(11), 4875-4898. <https://doi.org/10.1021/cr078258w>
- FAO. (2013). Clasificación de Suelos. *Portal de Suelos de la FAO*. <https://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/clasificacion-de-suelos/es/>
- FAO e ITPS. (2015). *Status of the World's Soil Resources (SWSR) - Main Report*. FAO e ITPS. <http://www.fao.org/3/i5199e/i5199e.pdf>
- FAO, ITPS, GSBI, CBD y EC. (2020). *State of knowledge of soil biodiversity - Status, challenges and potentialities*. FAO. <https://doi.org/10.4060/cb1928en>
- Farjana, S. H., Mahmud, M. A. P. y Huda, N. (2021). Life cycle Assessment of Ilmenite and Rutile Production in Australia. En S. H. Farjana, M. A. P. Mahmud y N. Huda (Eds.), *Life Cycle Assessment for Sustainable Mining* (pp. 61-83). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-85451-1.00003-2>
- Fassbender, H. W. y Bornemisza, E. (1987). *Química de suelos con énfasis en suelos de América Latina*. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. <http://repositorio.iica.int/handle/11324/6801>
- Feller, C. (1997). The concept of soil humus in the past three centuries. *Advances in Geoecology*, 29, 15-46.
- Ferris, H. (2010). Contribution of nematodes to the structure and function of the soil food web. *Journal of Nematology*, 42(1), 63-67. <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/22736838>
- Finch, H. J. S., Samuel, A. M. y Lane, G. P. F. (2014). Soils and soil management. En H. J. S. Finch, A. M. Samuel y G. P. F. Lane (Eds.), *Lockhart & Wiseman's Crop Husbandry Including Grassland* (9.^a ed., pp. 37-62). Elsevier. <https://doi.org/10.1533/9781782423928.1.37>

- Folkoff, M. E. y Meentemeyer, V. (1985). Climatic control of the assemblages of secondary clay minerals in the A-horizon of United States soils. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10(6), 621-633. <https://doi.org/10.1002/esp.3290100609>
- Fortin, D., Davis, B. y Beveridge, T. J. (1996). Role of the bacterium *Thiobacillus* in the formation of silicates in acidic mine tailings. *FEMS Microbiology Ecology*, 21, 11-24.
- Frankel, R. B. y Bazylinski, D. A. (2003). Biologically Induced Mineralization by Bacteria. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 54(1), 95-114. <https://doi.org/10.2113/0540095>
- Gadd, G. M. (2007). Geomycology: biogeochemical transformations of rocks, minerals, metals and radionuclides by fungi, bioweathering and bioremediation. *Mycological Research*, 111(1), 3-49. <https://doi.org/10.1016/j.mycres.2006.12.001>
- García, D. A. y Farias, S. R. (2019). Geological mapping of intrusive rocks: a case study in the Garzón region, the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geologia USP*, 19(4), 43-62. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-158365>
- Garrels, R. M. y Mackenzie, F. T. (1967). Origin of the Chemical Compositions of Some Springs and Lakes. En W. Stumm (Ed.), *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems* (pp. 222-242). American Chemical Society. <https://doi.org/10.1021/ba-1967-0067.ch010>
- Gibbard, P. L. y Head, M. J. (2020). The Quaternary Period. En F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz y G. M. Ogg (Eds.), *Geologic Time Scale* (Vol. 2, pp. 1217-1255). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00030-9>
- Gillespie, M. R. y Styles, M. T. (1999). Rock Classification Scheme Vol 1: Classification of igneous rocks. En *British Geological Survey Research Report* (2.^a ed.). Natural Environment Research Council. <https://www.bgs.ac.uk/download/bgs-rock-classification-scheme-igneous/>

- Gómez, J. y Montes, N. E. (2020). *Mapa Geológico de Colombia 2020. Escala 1:1 000 000*. Servicio Geológico Colombiano. https://www2.sgc.gov.co/MGC/Paginas/mgc_1M2020.aspx#
- Gorbushina, A. A. (2007). Life on the rocks. *Environmental Microbiology*, 9(7), 1613-1631. <https://doi.org/10.1111/j.1462-2920.2007.01301.x>
- Groat, L. A., Turner, D. J. y Evans, R. J. (2014). Gem Deposits. En H. D. Holland y K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (2.^a ed., pp. 595-622). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01126-8>
- Guthrie, R. L. y Witty, J. E. (1982). New Designations for Soil Horizons and Layers and the New Soil Survey Manual. *Soil Science Society of America Journal*, 46(2), 443-444. <https://doi.org/10.2136/sssaj1982.03615995004600020049x>
- Gyssels, G., Poesen, J., Bochet, E. y Li, Y. (2005). Impact of plant roots on the resistance of soils to erosion by water: a review. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 29(2), 189-217. <https://doi.org/10.1191/0309133305pp443ra>
- Hågvar, S. (2016). From Litter to Humus in a Norwegian Spruce Forest: Long-Term Studies on the Decomposition of Needles and Cones. *Forests*, 7(9), 186. <https://doi.org/10.3390/f7090186>
- Haldar, S. K. (2020a). Basic mineralogy. En S. K. Haldar (Ed.), *Introduction to Mineralogy and Petrology* (2.^a ed., pp. 109-143). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-820585-3.00003-X>
- Haldar, S. K. (2020b). Minerals and rocks. En S. K. Haldar (Ed.), *Introduction to Mineralogy and Petrology* (2.^a ed., pp. 1-51). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-820585-3.00001-6>
- Haldar, S. K. y Tišljarić, J. (2014). Basic Mineralogy. En S. K. Haldar y J. Tišljarić (Eds.), *Introduction to Mineralogy and Petrology* (pp. 39-79). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-408133-8.00002-X>

- Hallberg, R. y Ferris, F. G. (2004). Biomineralization by *Gallionella*. *Geomicrobiology Journal*, 21(5), 325-330. <https://doi.org/10.1080/01490450490454001>
- Hameeda, B., Reddy, Y. H. K., Rupela, O. P., Kumar, G. N. y Reddy, G. (2006). Effect of Carbon Substrates on Rock Phosphate Solubilization by Bacteria from Composts and Macrofauna. *Current Microbiology*, 53(4), 298-302. <https://doi.org/10.1007/s00284-006-0004-y>
- Hartemink, A. E. (2016). The definition of soil since the early 1800s. En *Advances in Agronomy* (Vol. 137, pp. 73-126). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2015.12.001>
- Heim, C. (2011). *Microbial Biomineralization*. En J. Reitner y V. Thiel (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology* (pp. 586-592). Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1_33
- Helbert, J., Hauber, E. y Reiss, D. (2015). Water on the Terrestrial Planets. En G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (2.^a ed., pp. 367-409). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00174-3>
- Hillel, D. (2003). *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-348655-4.X5000-X>
- Horwath, W. R. (2002). Soil microbial biomass. En *Encyclopedia of Environmental Microbiology* (pp. 663-670). Academic Press.
- Horwath, W. (2007). Carbon cycling and formation of soil organic matter. En E. A. Paul (Ed.), *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry* (2.^a ed., pp. 303-339). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-047514-1.50016-0>
- Howie, R. A. (2005). Minerals | Other Silicates. En R. C. Selley, L. R. M. Cocks e I. R. Plimer (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (pp. 561-567). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00272-0>
- Huang, P. M. (2018). Feldspars, Olivines, Pyroxenes, and Amphiboles. En B. Dixon y S. B. Weed (Eds.), *Minerals in soil*

- environments* (Vol. 1, pp. 975-1050). Soil Science Society of America. <https://doi.org/10.2136/sssabookser1.2ed.c20>
- Huang, P. M. y Wang, M. K. (2005). Minerals, primary. En D. Hillel (Ed.), *Encyclopedia of Soils in the Environment* (pp. 500-510). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00464-1>
- Hunckler, R. v. y Schaetzl, R. J. (1997). Spodosol Development as Affected by Geomorphic Aspect, Baraga County, Michigan. *Soil Science Society of America Journal*, 61(4), 1105-1115. <https://doi.org/10.2136/sssaj1997.03615995006100040017x>
- IGAC. (2015). *Estado, prioridades y necesidades para el manejo sostenible del suelo en Colombia*. FAO: Taller de la Alianza Sudamericana por el Suelo. <https://www.slideshare.net/FAOoftheUN/estado-prioridades-y-necesidades-para-el-manejo-sostenible-del-suelo-en-colombia-carolina-olivera/5>
- Imbellone, P. A., Giménez, J. E. y Panigatti, J. L. (2010). *Suelos de la Región Pampeana: Procesos de Formación*. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-inta_-_suelos_de_la_regin_pampeana.pdf
- Ingeominas. (1969). *Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta área (Colombia)*. Servicio Geológico Colombiano. <https://catalogo.sgc.gov.co/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=12225>
- Ingham, E. R. (2000). Soil Fungi. En *Soil Biology Primer*. Soil and Water Conservation Society. <https://www.envirothonpa.org/wp-content/uploads/2014/04/7-Soil-Biology-Primer.pdf>
- IUSS. (2015). *Base referencial mundial del recurso suelo 2014: Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos*. FAO. <https://www.fao.org/3/i3794es/I3794es.pdf>
- Jaramillo, D. F. (2002). *Introducción a la ciencia del suelo*. Universidad Nacional de Colombia.
- Jenny, H. (1941). *Factors of Soil Formation*. McGraw-Hill.

- Johnson, D. L. y Schaetzl, R. J. (2015). Differing views of soil and pedogenesis by two masters: Darwin and Dokuchaev. *Geoderma*, 237-238, 176-189. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.08.020>
- Kafumu, P. D. y Paepe, R. (2003). The Quaternary stratigraphy and its associated fossil fauna and flora of the Holili area, NE Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, 36(3), 245-250. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00024-1](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00024-1)
- Kay, B. D. y VandenBygaart, A. J. (2002). Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. *Soil and Tillage Research*, 66(2), 107-118. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(02\)00019-3](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(02)00019-3)
- Kennedy, C. B., Scott, S. D. y Ferris, F. G. (2004). Hydrothermal phase stabilization of 2-line ferrihydrite by bacteria. *Chemical Geology*, 212(3-4), 269-277. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.08.017>
- King, H. y King, R. (2009). Rocks: Igneous, Metamorphic and Sedimentary. *Geology.com*. <https://geology.com/rocks/>
- Kishore Kumar, D., Raghava Reddy, K., Sadhu, V., Shetti, N. P., Venkata Reddy, Ch., Chouhan, R. S. y Naveen, S. (2020). Metal oxide-based nanosensors for healthcare and environmental applications. En S. Kanchi y D. Sharma (Eds.), *Nanomaterials in Diagnostic Tools and Devices* (pp. 113-129). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-817923-9.00004-3>
- Kong, X. L., Zhang, X. N., Wang, J. H. y Yu, T. R. (1997). Acidity. En T. R. Yu (Ed.), *Chemistry of Variable Charge Soils* (pp. 368-406). Oxford University Press. <https://doi.org/10.1093/oso/9780195097450.003.0014>
- Kukkadapu, R. K., Zachara, J. M., Fredrickson, J. K. y Kennedy, D. W. (2004). Biotransformation of two-line silica-ferrihydrite by a dissimilatory Fe(III)-reducing bacterium: formation of carbonate green rust in the presence of phosphate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(13), 2799-2814. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.12.024>

- Kumari, A. y Chaudhary, D. R. (2020). Engineered microbes and evolving plastic bioremediation technology. En V. C. Pandey y V. Singh (Eds.), *Bioremediation of Pollutants* (pp. 417-443). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819025-8.00021-1>
- Lee, R. y Baumgartner, A. (1966). The Topography and Insolation Climate of a Mountainous Forest Area. *Forest Science*, 12(3), 258-267.
- Lian, B., Hu, Q., Chen, J., Ji, J. y Teng, H. H. (2006). Carbonate biomineralization induced by soil bacterium *Bacillus megaterium*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(22), 5522-5535. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.08.044>
- Lin, H. (2012). Hydropedology: Addressing Fundamentals and Building Bridges to Understand Complex Pedologic and Hydrologic Interactions. En H. Lin (Ed.), *Hydropedology* (pp. 3-39). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386941-8.00001-0>
- Lindsay, W. L., Vlek, P. L. G. y Chien, S. H. (1989). Phosphate minerals. En *Minerals in Soil Environments* (2.ª ed., pp. 1089-1130). Soil Science Society of America.
- London, D. (2021). Pegmatites. En D. Alderton y S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (2.ª ed., pp. 184-195). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12489-3>
- Lowe, D. J. (2000). Upbuilding pedogenesis in multisequal tephra-derived soils in the Waikato Region. En J. A. Adams y A. K. Metherell (Eds.), *Australian and New Zealand Second Joint Soils Conference* (pp. 183-184). New Zealand Society of Soil Science. <https://researchcommons.waikato.ac.nz/handle/10289/10218>
- Lowenstam, H. A. y Weiner, S. (1989). Biomineralization Processes. En H. A. Lowenstam y S. Weiner (Eds.), *On Biomineralization* (pp. 25-49). Oxford University Press. <https://doi.org/10.1093/oso/9780195049770.003.0005>
- Maaß, S., Caruso, T. y Rillig, M. C. (2015). Functional role of microarthropods in soil aggregation. *Pedobiologia*, 58(2-3), 59-63. <https://doi.org/10.1016/j.pedobi.2015.03.001>

- Macheyeki, A. S., Li, X., Kafumu, D. P. y Yuan, F. (2020). Elements of exploration geochemistry. En A. S. Macheyeki, K. Li, D. P. Kafumu y F. Yuan (Eds.), *Applied Geochemistry* (pp. 1-43). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819495-9.00001-3>
- Madejová, J., Gates, W. P. y Petit, S. (2017). IR Spectra of Clay Minerals. En *Developments in Clay Science* (Vol. 8, pp. 107-149). <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100355-8.00005-9>
- Madigan, M. T., Martinko, J. M., Bender, K. S., Buckley, D. H. y Stahl, D. A. (2015). *Brock Biology of Microorganisms* (14.ª ed.). Pearson.
- Maldonado, Y. (2017). Geología, sus ramas y aplicaciones. *Geologiaweb*. <https://geologiaweb.com/>
- McGahan, D. G. (2007). *Particle Arrangement*. <https://enviro-soil.com/soils101/includes/particle-arrangement.html>
- McKenzie, R. M. (1989). Manganese oxides and hydroxides. En *Minerals in Soil Environments* (2.ª ed., pp. 439-465). Soil Science Society of America.
- Mera, M. U. y Beveridge, T. J. (1993). Mechanism of silicate binding to the bacterial cell wall in *Bacillus subtilis*. *Journal of Bacteriology*, 175(7), 1936-1945. <https://doi.org/10.1128/jb.175.7.1936-1945.1993>
- Miller, B. A. (2017). Geographic Information Systems and Spatial Statistics Applied for Soil Mapping: A Contribution to Land Use Management. En P. Pereira, E. Brevik, M. Muñoz-Rojas y B. A. Miller (Eds.), *Soil Mapping and Process Modeling for Sustainable Land Use Management* (pp. 127-149). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-805200-6.00005-0>
- Ming, D. W. y Mumpton, F. A. (1989). Zeolites in soils. En *Minerals in Soil Environments* (2.ª ed., pp. 873-911). Soil Science Society of America.
- Minsky, A., Shimoni, E. y Frenkiel-Krispin, D. (2002). Stress, order and survival. *Nature Reviews Molecular Cell Biology*, 3(1), 50-60. <https://doi.org/10.1038/nrm700>

- Moody, V. y Needles, H. L. (2004). Color, Dyes, Dyeing, and Printing. En *Tufted Carpet* (pp. 155-175). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-188420799-0.50016-6>
- Mosquera, L. (1986). *Clasificación de las tierras por su capacidad de uso*. IGAC.
- Mustin, C., Berthelin, J., Marion, P. y Donato, P. (1992). Corrosion and Electrochemical Oxidation of a Pyrite by *Thiobacillus ferrooxidans*. *Applied and Environmental Microbiology*, 58(4), 1175-1182.
- Nielsen, U. (2019). Soil and Its Fauna. En U. Nielsen (Ed.), *Soil Fauna Assemblages: Global to Local Scales* (pp. 1-41). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108123518.002>
- Núñez, A. (2001). *Mapa geológico del departamento del Tolima: Geología, recursos geológicos y amenazas geológicas*. Servicio Geológico Colombiano. <https://recordcenter.sgc.gov.co/B4/13010040002195/documento/pdf/0101021951101000.pdf>
- Obst, M., Dynes, J. J., Lawrence, J. R., Swerhone, G. D. W., Benzerara, K., Karunakaran, C., Kaznatcheev, K., Tylliszczak, T. y Hitchcock, A. P. (2009). Precipitation of amorphous CaCO₃ (aragonite-like) by cyanobacteria: A STXM study of the influence of EPS on the nucleation process. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(14), 4180-4198. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.04.013>
- OConnor, B. M. (2009). Mites. En V. H. Resh y R. T. Cardé (Eds.), *Encyclopedia of Insects* (pp. 643-649). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374144-8.00178-8>
- Ogg, C. M. y Baker, J. C. (1999). Pedogenesis and Origin of Deeply Weathered Soils Formed in Alluvial Fans of the Virginia Blue Ridge. *Soil Science Society of America Journal*, 63(3), 601-606. <https://doi.org/10.2136/sssaj1999.036159950063000300024x>
- Orgiazzi, A., Bardgett, R. D., Barrios, E., Behan-Pelletier, V., Briones, M. J. I., Chotte, J.-L., De Deyn, G. B., Eggleton, P., Fierer, N., Fraser, T., Hedlund, K., Jeffery, S., Johnson, N. C., Jones, A.,

- Kandeler, E., Kaneko, N., Lavelle, P., Lemanceau, P., Miko, L., ... Wall, D. H. (2016a). Diversity of Soil Organisms. En *Global Soil Biodiversity Atlas* (pp. 28-65). European Commission. <https://www.globalsoilbiodiversity.org/atlas-introduction>
- Orgiazzi, A., Bardgett, R. D., Barrios, E., Behan-Pelletier, V., Briones, M. J. I., Chotte, J.-L., de Deyn, G. B., Eggleton, P., Fierer, N., Fraser, T., Hedlund, K., Jeffery, S., Johnson, N. C., Jones, A., Kandeler, E., Kaneko, N., Lavelle, P., Lemanceau, P., Miko, L., ... Wall, D. H. (2016b). The Soil Habitat. En *Global Soil Biodiversity Atlas* (pp. 8-27). European Commission. <https://www.globalsoilbiodiversity.org/atlas-introduction>
- Orozco, F. H. (1999). *La biología del nitrógeno: Conceptos básicos sobre sus transformaciones biológicas*. Universidad Nacional de Colombia.
- Owens, P. R. y Rutledge, E. M. (2005). Morphology. En D. Hillel (Ed.), *Encyclopedia of Soils in the Environment* (pp. 511-520). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00002-3>
- Pepper, I. L. y Brusseau, M. L. (2019). Physical-Chemical Characteristics of Soils and the Subsurface. En M. L. Brusseau, I. L. Pepper y C. P. Gerba (Eds.), *Environmental and Pollution Science* (3.^a ed., pp. 9-22). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814719-1.00002-1>
- Pèrès, G., Cluzeau, D., Menasseri, S., Soussana, J. F., Bessler, H., Engels, C., Habekost, M., Gleixner, G., Weigelt, A., Weisser, W. W., Scheu, S. y Eisenhauer, N. (2013). Mechanisms linking plant community properties to soil aggregate stability in an experimental grassland plant diversity gradient. *Plant and Soil*, 373(1-2), 285-299. <https://doi.org/10.1007/s11104-013-1791-0>
- Pettijohn, F. J. (1983). *Sedimentary rocks* (3.^a ed.). Harper y Row.
- Phillips, J. D. (2001). Divergent evolution and the spatial structure of soil landscape variability. *CATENA*, 43(2), 101-113. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00122-3](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00122-3)

- Pohl, M., Graf, F., Buttler, A. y Rixen, C. (2012). The relationship between plant species richness and soil aggregate stability can depend on disturbance. *Plant and Soil*, 355(1-2), 87-102. <https://doi.org/10.1007/s11104-011-1083-5>
- Pulido, O. H. (1988). Geología y geoquímica del área de San Antonio, Cajamarca, Tolima. *Boletín Geológico*, 29(2), 37-84. <https://revistas.sgc.gov.co/index.php/boletingeo/article/view/282>
- Ramírez, R. A. (2016). *Química agrícola*. Universidad Nacional Abierta y a Distancia. https://repository.unad.edu.co/bitstream/handle/10596/9777/401543_Material_didactico_Quimica_Agricola.pdf;jsessionid=C8E8A11BBF78410545891C-F6A655C85C.jvm1
- Retallack, G. J. (2021). Soil, Soil Processes, and Paleosols. En D. Alderton y S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (2.^a ed., pp. 690-707). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12537-0>
- Rillig, M. C. (2004). Arbuscular mycorrhizae, glomalin, and soil aggregation. *Canadian Journal of Soil Science*, 84(4), 355-363. <https://doi.org/10.4141/S04-003>
- Rivadeneira, M. A., Delgado, G., Soriano, M., Ramos-Cormenzana, A. y Delgado, R. (2000). Precipitation of carbonates by *Nesterenkonia halobia* in liquid media. *Chemosphere*, 41(4), 617-624. [https://doi.org/10.1016/S0045-6535\(99\)00496-8](https://doi.org/10.1016/S0045-6535(99)00496-8)
- Rodzik, J., Mroczek, P. y Wiśniewski, T. (2014). Pedological analysis as a key for reconstructing primary loess relief — A case study from the Magdalenian site in Klementowice (eastern Poland). *CATENA*, 117, 50-59. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.09.001>
- Rogers, N. (2015). The Composition and Origin of Magmas. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (2.^a ed., pp. 93-112). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00004-3>

- Rowe, W. F. (2005). Forensic Applications. En D. Hillel (Ed.), *Encyclopedia of Soils in the Environment* (pp. 67-72). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00495-1>
- Ruiz, F. (2021). *Pórfido*. <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:P%C3%B3rfido.jpg>
- Rus, J. (2007). *The Munsell color system*. <https://es.m.wikipedia.org/wiki/Archivo:Munsell-system.svg>
- Saeedi, M., Li, L. Y., Karbassi, A. R. y Zanjani, A. J. (2013). Sorbed metals fractionation and risk assessment of release in river sediment and particulate matter. *Environmental Monitoring and Assessment*, 185(2), 1737-1754. <https://doi.org/10.1007/s10661-012-2664-3>
- Salazar-Torres, J. C., Agudelo, W. J., Toro, L., Moreno-Sánchez, M. y Gómez-Cruz, A. (2013). Petrografía y geoquímica de las rocas volcánicas del cerro La Teta y el arroyo Jurarein, Alta Guajira colombiana. *Boletín de Geología*, 35(2). <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/3735>
- Samuels, T., Bryce, C., Landenmark, H., Marie Loudon, C., Nicholson, N., Stevens, A. H. y Cockell, C. (2020). Microbial Weathering of Minerals and Rocks in Natural Environments. En K. Dontsova, Z. Balogh-Brunstad y G. Le Roux (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (pp. 59-79). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1002/9781119413332.ch3>
- Sanzano, A. (2019). *Procesos pedogenéticos fundamentales*. Universidad Nacional de Tucumán. <https://www.edafologia.org/descargas/>
- Schaefer, M., Migge-Kleian, S. y Scheu, S. (2009). The Role of Soil Fauna for Decomposition of Plant Residues. En R. Brumme y P. K. Khanna (Eds.), *Functioning and Management of European Beech Ecosystems* (pp. 207-230). https://doi.org/10.1007/b82392_13

- Schaetzl, R. J. y Anderson, S. (2005a). Basic concepts: soil horizonation ... the alphabet of soils. En *Soils*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511815560.004>
- Schaetzl, R. J. y Anderson, S. (2005b). Basic concepts: soil mineralogy. En *Soils: Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511815560.005>
- Schaetzl, R. J. y Anderson, S. (2005c). Basic concepts: soil morphology. En *Soils: Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511815560.003>
- Schaetzl, R. J. y Anderson, S. (2005d). Introduction. En *Soils: Genesis and Geomorphology* (pp. 3-8). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511815560.002>
- Schaetzl, R. J. y Anderson, S. (2005e). Models and concepts of soil formation. En *Soils: Genesis and Geomorphology* (pp. 295-346). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511815560.012>
- Schaetzl, R. J. y Anderson, S. (2005f). Soil classification, mapping and maps. En *Soils: Genesis and Geomorphology* (pp. 106-164). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511815560.008>
- Schaetzl, R. J. e Isard, S. A. (1991). The Distribution of Spodosol Soils in Southern Michigan: A Climatic Interpretation. *Annals of the Association of American Geographers*, 81(3), 425-442. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1991.tb01703.x>
- Scheinost, A. C. (2005). Metal oxides. En D. Hillel (Ed.), *Encyclopedia of Soils in the Environment* (pp. 428-438). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00194-6>
- Schoeneberger, P. J., Wysocki, D. A., Benham, E. C. y Soil Survey Staff. (2012). *Field Book for Describing and Sampling Soils, version 3.0*. Natural Resources Conservation Service and National Soil Survey Center. <https://www.nrcs.usda.gov/sites/default/files/2022-09/field-book.pdf>

- Schön, J. H. (2015). Rocks—Their Classification and General Properties. En *Developments in Petroleum Science* (Vol. 65, pp. 1-19). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100404-3.00001-9>
- Selker, J. y Or, D. (2019). *Soil Hydrology and Biophysics*. Oregon State University. <https://doi.org/10.5399/osu/1142>
- Shafer, H. J. (2008). Lithics | Manufacture. En D. M. Pearsall (Ed.), *Encyclopedia of Archaeology* (pp. 1583-1589). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-012373962-9.00300-9>
- Shah, F. A., Grandfield, K. y Palmquist, A. (2016). Laser surface modification and the tissue–implant interface. En R. Vilar (Ed.), *Laser Surface Modification of Biomaterials* (pp. 253-280). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100883-6.00009-5>
- Simonson, R. W. (1959). Outline of a Generalized Theory of Soil Genesis. *Soil Science Society of America Journal*, 23(2), 152-156. <https://doi.org/10.2136/sssaj1959.03615995002300020021x>
- Singer, M. J. (2005). Pedology | Basic Principles. En D. Hillel (Ed.), *Encyclopedia of Soils in the Environment* (pp. 151-156). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00001-1>
- Singh, B., Gräfe, M., Kaur, N. y Liese, A. (2010). Applications of Synchrotron-Based X-Ray Diffraction and X-Ray Absorption Spectroscopy to the Understanding of Poorly Crystalline and Metal-Substituted Iron Oxides. En *Developments in Soil Science* (Vol. 34, pp. 199-254). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(10\)34008-6](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(10)34008-6)
- Singh, S. K. y Chandran, P. (2015). Soil Genesis and Classification. En R. K. Rattan, J. C. Katyal y B. S. Dwivedi (Eds.), *Soil Science: An Introduction* (pp. 57-96). Indian Society of Soil Science. <https://www.researchgate.net/publication/314453325>
- Soil Science Division Staff. (2017). Soil Mapping Concepts. En *Soil Survey Manual* (pp. 235-294). US Department of Agriculture.

- <https://www.nrcs.usda.gov/sites/default/files/2022-09/The-Soil-Survey-Manual.pdf>
- Soil Survey Staff. (1999). *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys* (2.^a ed.). Natural Resources Conservation Service – US Department of Agriculture.
- Soil Survey Staff. (2014). *Claves para la Taxonomía de Suelos* (12.^a ed.). Natural Resources Conservation Service. <https://www.nrcs.usda.gov/sites/default/files/2022-10/Spanish-Keys-to-Soil-Taxonomy.pdf>
- Sokolov, I. (1996). The paradigm of pedology from Dokuchaev to the present day. *Eurasian Soil Science*, 29, 222-232.
- Song, W., Ogawa, N., Oguchi, C. T., Hatta, T. y Matsukura, Y. (2007). Effect of *Bacillus subtilis* on granite weathering: A laboratory experiment. *CATENA*, 70(3), 275-281. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.09.003>
- Spaargaren, O. C. y Deckers, J. A. (2005). Factors of Soil Formation | Climate. En D. Hillel (Ed.), *Encyclopedia of Soils in the Environment* (pp. 512-520). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00012-6>
- Sparks, D. L. (2003). Inorganic Soil Components. En D. L. Sparks (Ed.), *Environmental Soil Chemistry* (2.^a ed., pp. 43-73). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-012656446-4/50002-5>
- Sumner, M. E. y Naidu, R. (1998). *Sodic Soil: Distribution, Management and Environmental Consequences*. Oxford University Press.
- Swift, M. J., Heal, O. W. y Anderson, J. M. (1979). Decomposition in terrestrial ecosystems. *Studies in Ecology*, 5, 372.
- Tandarich, J. P., Darmody, R. G., Follmer, L. R. y Johnson, D. L. (2002). Historical Development of Soil and Weathering Profile Concepts from Europe to the United States of America. *Soil*

- Science Society of America Journal*, 66(2), 335-346. <https://doi.org/10.2136/sssaj2002.3350>
- Tarbutck, E. J. y Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física* (8.^a ed.). Prentice Hall. <https://xeologosdelmundo.org/wp-content/uploads/2016/03/TARBUCK-y-LUTGENS-Ciencias-de-la-Tierra-8va-ed.-1.pdf>
- Targulian, V. O. y Krasilnikov, P. V. (2007). Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance. *CATENA*, 71(3), 373-381. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.03.007>
- Tebo, B. M., Bargar, J. R., Clement, B. G., Dick, G. J., Murray, K. J., Parker, D., Verity, R. y Webb, S. M. (2004). Biogenic Manganese Oxides: Properties and Mechanisms of Formation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1), 287-328. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120213>
- Thiffault, E. (2019). Boreal forests and soils. En *Developments in Soil Science* (Vol. 36, pp. 59-82). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63998-1.00005-7>
- Tondoh, J. E., Dimobe, K., Guéi, A. M., Adahe, L., Baidai, Y., N'Dri, J. K. y Forkuor, G. (2019). Soil Health Changes Over a 25-Year Chronosequence from Forest to Plantations in Rubber Tree (*Hevea brasiliensis*) Landscapes in Southern Côte d'Ivoire: Do Earthworms Play a Role? *Frontiers in Environmental Science*, 7, 73. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00073>
- Tranvik, L. J. (2014). Dystrophy in Freshwater Systems. En *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09396-9>
- Trevisan, S., Francioso, O., Quaggiotti, S. y Nardi, S. (2010). Humic substances biological activity at the plant-soil interface. *Plant Signaling & Behavior*, 5(6), 635-643. <https://doi.org/10.4161/psb.5.6.11211>

- Upadhyay, S. y Raghubanshi, A. S. (2020). Determinants of soil carbon dynamics in urban ecosystems. En P. Verma, P. Singh, R. Singh y A. S. Raghubanshi (Eds.), *Urban Ecology* (pp. 299-314). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-820730-7.00016-1>
- Uros, S., Calvaruso, C., Turpault, M. P., Pierrat, J. C., Mustin, C. y Frey-Klett, P. (2007). Effect of the Mycorrhizosphere on the Genotypic and Metabolic Diversity of the Bacterial Communities Involved in Mineral Weathering in a Forest Soil. *Applied and Environmental Microbiology*, 73(9), 3019-3027.
- Uroz, S., Calvaruso, C., Turpault, M. y Frey-Klett, P. (2009). Mineral weathering by bacteria: ecology, actors and mechanisms. *Trends in Microbiology*, 17(8), 378-387. <https://doi.org/10.1016/j.tim.2009.05.004>
- USDA. (2005). *Global Soil Regions Map*. Natural Resources Conservation Service.
- USDA. (2008a). *Soil Quality Indicators*. Natural Resources Conservation Service. <https://cafnr.missouri.edu/wp-content/uploads/2016/09/bulk-density.pdf>
- USDA. (2008b). *The 12 Orders of Soil Taxonomy*. Natural Resources Conservation Service. https://www.nrcs.usda.gov/sites/default/files/2022-06/orders_hi.pdf
- USGS. (2017). *What are igneous rocks?* US Geological Survey. <https://www.usgs.gov/faqs/what-are-igneous-rocks>
- Vassilev, N., Vassileva, M. y Nikolaeva, I. (2006). Simultaneous P-solubilizing and biocontrol activity of microorganisms: potentials and future trends. *Applied Microbiology and Biotechnology*, 71(2), 137-144. <https://doi.org/10.1007/s00253-006-0380-z>
- Voroney, R. P. y Heck, R. J. (2015). The Soil Habitat. En E. A. Paul (Ed.), *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry* (4.^a ed., pp. 15-39). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-415955-6.00002-5>
- Weiner, S. y Dove, P. M. (2003). An Overview of Biomineralization Processes and the Problem of the Vital Effect. *Reviews*

- in *Mineralogy and Geochemistry*, 54(1), 1-29. <https://doi.org/10.2113/0540001>
- White, A. F. y Buss, H. L. (2014). Natural Weathering Rates of Silicate Minerals. En H. D. Holland y K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (2.^a ed., pp. 115-155). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00504-0>
- Wu, L., Jacobson, A. D. y Hausner, M. (2008). Characterization of elemental release during microbe–granite interactions at T=28 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(4), 1076-1095. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.11.025>
- Yaalon, D. H. (1983). Climate, Time and Soil Development. En *Developments in Soil Science* (Vol. 11, Parte A, pp. 233-251). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)70603-2](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)70603-2)
- Yaalon, D. H. (1997). History of soil science in context: international perspective. In *History of Soil Science International Perspectives* (pp. 1–13). Reiskirchen.
- Yemane, K., Kahr, G. y Kelts, K. (1996). Imprints of post-glacial climates and palaeogeography in the detrital clay mineral assemblages of an Upper Permian fluviolacustrine Gondwana deposit from northern Malawi. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 125(1-4), 27-49. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00023-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00023-5)
- Zaidel'man, F. R. (2007). Lessivage and its relation to the hydrological regime of soils. *Eurasian Soil Science*, 40(2), 115-125. <https://doi.org/10.1134/S1064229307020019>
- Zhang, J., Lion, L. W., Nelson, Y. M., Shuler, M. L. y Ghiorse, W. C. (2002). Kinetics of Mn(II) oxidation by *Leptothrix discophora* SS1. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(5), 773-781. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00808-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00808-0)
- Zhang, Z.-X. (2016). Rock Fracture and Rock Strength. En Z.-X. Zhang (Ed.), *Rock Fracture and Blasting* (pp. 69-88). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-802688-5.00003-8>

- Zhuang, H. (2013). Production Test in Gas Field and Dynamic Description of Gas Reservoir. En H. Zhuang (Ed.), *Dynamic Well Testing in Petroleum Exploration and Development* (pp. 527-648). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-397161-6.00008-5>
- Zou, C., Zhang, G., Zhu, R., Yuan, X., Zhao, X., Hou, L., Wen, B. y Wu, X. (2013). Geology of Volcanic Reservoirs. En *Volcanic Reservoirs in Petroleum Exploration* (pp. 91-136). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-397163-0.00004-X>

Introducción a la física de suelos

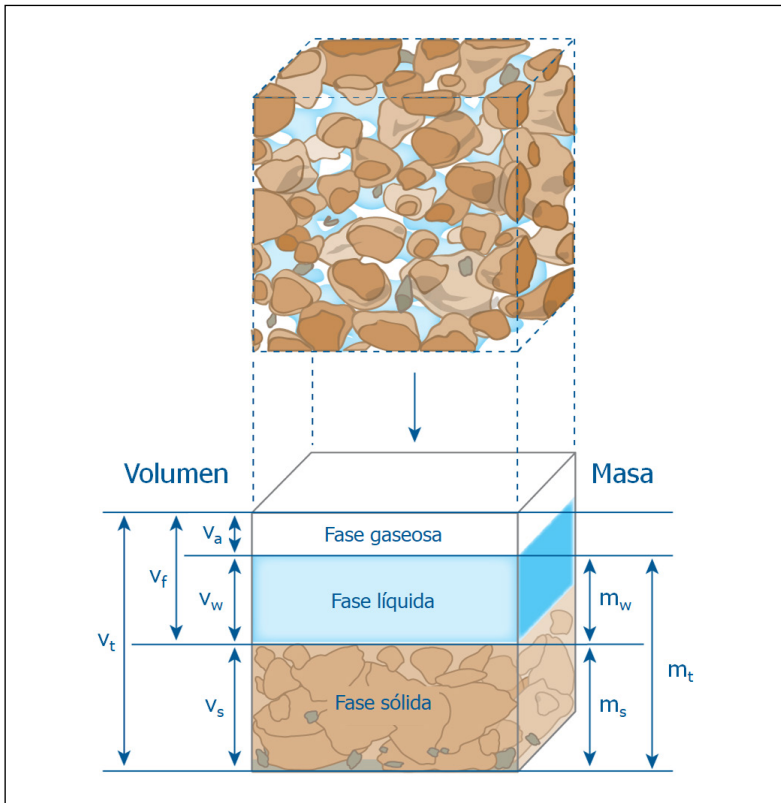
La física del suelo estudia las propiedades y los procesos físicos de dicho recurso, incluyendo la medición y la predicción en ecosistemas naturales y gestionados. Esta ciencia se ocupa de las formas, las interrelaciones y los cambios en los componentes del suelo y sus múltiples fases. Al respecto, cabe tener presente que estas propiedades físicas (textura, estructura, estabilidad de los agregados, densidad aparente y consistencia), así como los procesos físicos (retención, transporte o transformación de agua, calor, gases y solutos), son los que afectan las tasas de meteorización y génesis del suelo (Jury y Horton, 2004; Schaetzl y Anderson, 2005b; Shang *et al.*, 2018).

La pedología y la física del suelo han llegado a un punto en su desarrollo en el que un enfoque integrado resulta ser más eficaz para hacer contribuciones significativas a la sostenibilidad, en comparación con continuar con sus caminos monodisciplinarios (Bouma, 2012). Los servicios ecosistémicos prestados por los suelos, incluyendo la producción de cultivos, están fuertemente controlados por los procesos físicos. Por ello, reconocer la importancia de la física de suelos a la luz de su nexo con los alimentos, la energía y el agua es fundamental para emprender enfoques que permitan abordar los desafíos actuales relacionados a la gestión sostenible del recurso (Shang *et al.*, 2018).

El suelo es un medio complejo que puede verse como un sistema trifásico, es decir, compuesto de tres fases: sólida, lí-

quida y gaseosa. La fase sólida ocupa aproximadamente el 50 % del volumen total (v_t) del suelo; la fase líquida (v_w), entre el 15-35 %, y la gaseosa (v_a), entre el 15-35 %, ocupando los espacios porosos ($v_f \approx 50 \%$) (Schaetzl y Anderson, 2005a). Al mismo tiempo, la fase líquida (m_w) y la sólida (m_s) hacen parte de la masa del suelo (m_t) (Figura 26).

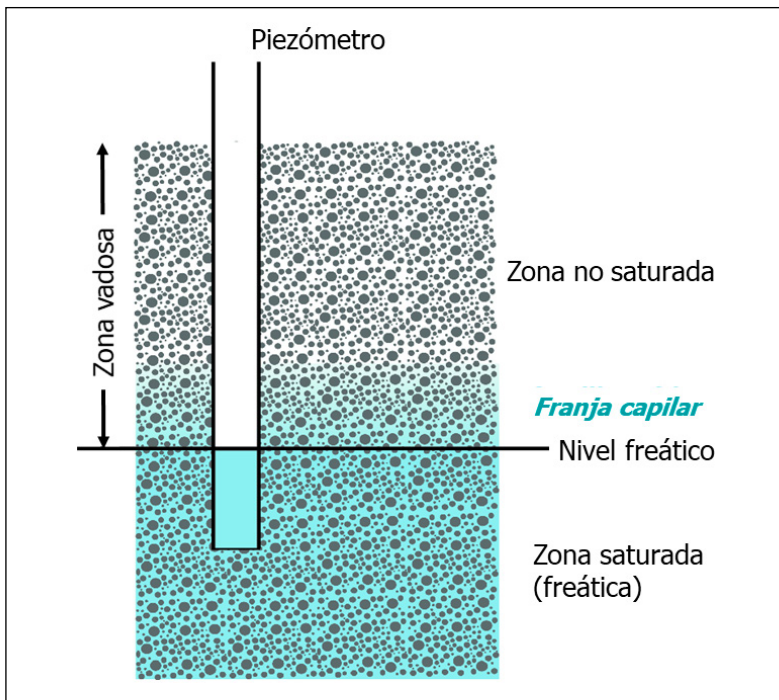
Figura 26. Diagrama de constituyentes de una muestra de medios porosos no saturados en base volumétrica y de masa



Fuente: Selker y Or (2019).

Aquella zona geológica entre la superficie terrestre y las aguas subterráneas que consiste en material no saturado se conoce como zona vadosa (Figura 27). Esto es equivalente a decir que la zona vadosa es la región donde la presión del agua es típicamente menor que cero (está bajo tensión o succión) (Selker y Or, 2019). La principal diferencia entre un suelo superficial y una zona vadosa es el hecho de que el material parental de esta última por lo general no ha sido modificado recientemente por el clima (Pepper y Brusseau, 2019).

Figura 27. Esquematación de la zona saturada y no saturada del suelo



Fuente: Maliva (2020).

Las zonas vadosas son de gran importancia por razones tanto hidrológicas como geoquímicas. Hidrológicamente, representan la porción del sistema físico donde la precipitación divide los elementos esenciales del ciclo hidrológico, como el retorno evapotranspirativo a la atmósfera, escorrentía e infiltración profunda (recarga de acuíferos). Geoquímicamente, constituye la principal zona de interacción entre los materiales terrestres y la precipitación (Phillips y Castro, 2003).

Fase sólida del suelo

La fase sólida del suelo está compuesta de minerales (40-48 %) y materia orgánica (2-10 %) (Schaetzl y Anderson, 2005a). La fracción inorgánica (mineral) contiene partículas de un amplio rango de tamaños, formas y composiciones químicas. Por su parte, la fracción orgánica está compuesta de materiales en varios estados de descomposición, así como de comunidades diversas de organismos activos. Las partículas son responsables de la agregación y dispersión del suelo, y los espacios entre ellas (poros) están total o parcialmente llenos de agua, que contiene compuestos químicos disueltos de la fase mineral o que han entrado desde la superficie del suelo.

El agua se mueve a través de los perfiles del suelo por gravedad o también puede quedar retenida en las superficies de las partículas, y su movilidad varía significativamente dependiendo de las condiciones locales. El aire, entretanto, ocupa los espacios porosos entre las partículas que no contienen agua; su composición difiere considerablemente de la del aire sobre la superficie del suelo y puede cambiar de forma drástica en un corto periodo de tiempo. La fase sólida influencia en gran medida los procesos de transporte y retención de agua, calor y químicos (Jury y Horton, 2004). Asimismo, cabe recordar que la fase mineral está compuesta de productos derivados

de la meteorización de materiales parentales que preceden la formación del suelo, y que la formación del suelo genera horizontes diferenciados por características morfológicas.

Densidad y porosidad

Complementando la información suministrada en las secciones anteriores (1.3.3. Porosidad y 1.3.4. Densidad aparente), se puede definir la densidad aparente del suelo (ρ_a) como la masa sólida seca (m_s) por unidad de volumen total del suelo (v_t), la cual se denota como:

$$\rho_a = \frac{m_s}{v_t}$$

por lo tanto, la densidad de las partículas (ρ_s) o densidad real (ρ_r) sería la relación entre la masa sólida seca (m_s) y el volumen que ocupa (v_s):

$$\rho_{s,r} = \frac{m_s}{v_s}$$

densidad de la fase sólida (S) a menudo se denota por la gravedad específica del material, que es simplemente la relación entre la densidad del sólido y la del agua. En la Tabla 21 se muestran valores típicos de algunos materiales inorgánicos comunes en el suelo.

$$S = \frac{\rho_s}{\rho_w}$$

implementando estas definiciones, está la de porosidad efectiva (P), que no es más que la relación entre el volumen poroso correspondiente al volumen de los poros interconectados y el volumen total:

$$P = \frac{v_t - v_s}{v_t} = 1 - \frac{v_s}{v_t} = 1 - \frac{\rho_a}{\rho_{s,r}}$$

Tabla 21. Densidad de minerales típicos del suelo

Mineral	Densidad (g/cm ³)
Gibbsite	2,30-2,40
Montmorillonite	2,40
Feldspato	2,54
Ortoclase	2,56
Illite	2,60
Caolinite	2,60-2,63
Quartz	2,65
Plagioclase	2,62-2,72
Clorite	2,60-3,00
Calcite	2,72
Biotite	3,00-3,10
Hornblende	3,00-3,47
Olivine	3,27-3,37
Pirite	5,00

Mineral	Densidad (g/cm³)
Magnetita	5,17-5,18
Hematita	4,90-5,30

Fuente: Bowles (1982); Selker y Or (2019).

La densidad aparente del suelo depende principalmente de dos características: el tamaño de las partículas y la distribución de ellas. La distribución uniforme de partículas del mismo tamaño da como resultado una densidad uniforme para una geometría dada de partícula, mientras que el aumento de la gama de tamaños de partículas da lugar a una mayor densidad aparente. En el caso de la porosidad, aquellos materiales más pequeños como las arcillas producen un tamaño de poros más pequeño pero un mayor volumen total de espacio poroso en comparación con materiales más gruesos, como las arenas, que desarrollan poros más grandes, aunque de menor porosidad.

Sedimentación de partículas

Cuando una partícula esférica que conforma el suelo de densidad ρ_s y radio R cae a través de un líquido con densidad ρ_w y viscosidad η , está sujeta a tres fuerzas: gravitatoria, boyante y arrastre (Jury y Horton, 2004). La fuerza gravitatoria (F_g) actúa descendentemente y se calcula siguiendo la ley de Newton:

$$F_g = m_s g = \rho_s v_s g = \rho_s \frac{4}{3} R^3 g$$

donde m_s es la masa de la partícula, y v_s , su volumen.

La fuerza boyante (F_b) también es conocida como fuerza de flotación o empuje hidrostático, y se calcula bajo el principio de Arquímedes. Este establece que un sólido totalmente sumergido en un fluido es empujado ascendentemente por una fuerza equivalente al peso del fluido que se desplaza por el volumen del sólido:

$$F_b = m_w g = \rho_w \frac{4\pi R^3}{3} g$$

donde m_w es la masa del líquido desplazado por el volumen del sólido.

La fuerza de arrastre (F_d) se calcula con la ley de Stokes y se refiere a una fuerza ascendente generada por la fricción o rozamiento de una partícula que se mueve descendentemente a una velocidad V en el seno de un fluido con viscoso:

$$F_d = 6\pi R\eta V$$

estas tres fuerzas (Figura 28) se equilibran rápidamente, y la partícula alcanza una velocidad que puede ser calculada al igualar la fuerza neta a cero:

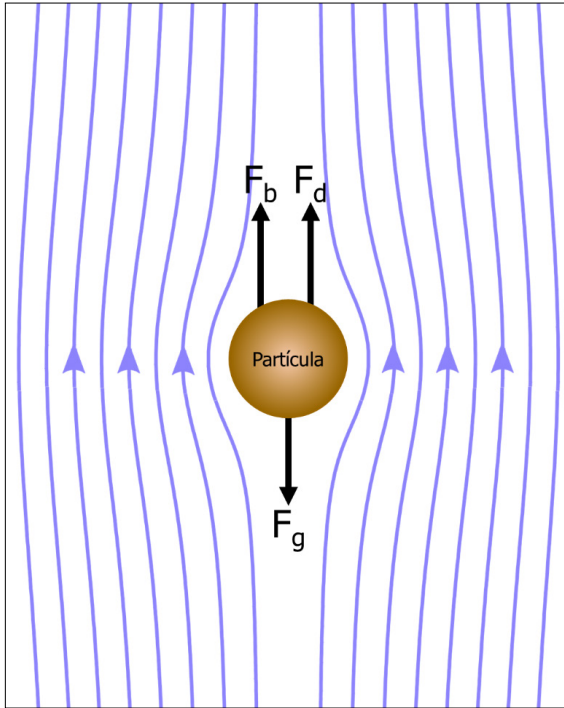
$$\sum F_i = 0 = F_g - F_b - F_d$$

de esta forma se obtiene:

$$V = \frac{(\rho_s - \rho_w) D^2 g}{18\eta}$$

donde D es el diámetro de la partícula ($2R$).

Figura 28. Fuerzas que intervienen en la sedimentación de partículas en un líquido



Fuente: elaboración propia.

Superficie específica de las partículas del suelo

La superficie específica (s) de una muestra de suelo es el área superficial total de las partículas contenidas en una unidad de masa de suelo (m^2/g), por lo que, a menor tamaño de partículas, mayor será su superficie específica. Partiendo de ello, los sistemas compuestos de partículas de arcilla tienen mayor superficie específica comparados con aquellos compuestos por arena.

Además del tamaño de las partículas, esta propiedad es función de su forma y rugosidad, así como de la porosidad y la distribución del tamaño de los poros (Amador y Martín de Juan, 2016). En general, las partículas con formas alargadas o planas poseen mayor superficie específica que las esféricas o cúbicas.

Para una partícula esférica de masa m_s , radio R , volumen v_s , densidad ρ_s y área a_s , la superficie específica (s) o área por unidad de masa está dada por:

$$s = \frac{a_s}{m_s} = \frac{a_s}{\tilde{n}_s v_s} = \frac{4\pi R^2}{\tilde{n}_s \frac{4}{3}\pi R^3} = \frac{3}{\tilde{n}_s R}$$

no obstante, la mayoría de las partículas no poseen una forma esférica perfecta, por lo que los valores de a_s variarán de acuerdo con su forma.

Los valores de superficie específica pueden variar desde $<0,1 \text{ m}^2/\text{g}$ para arenas gruesas hasta $>800 \text{ m}^2/\text{g}$ para minerales arcillosos expandibles como la montmorillonita (Pennell, 2016). Con relación a la mineralogía de las arcillas, todos los grupos tienen superficies tanto planas externas como de borde externo. Debido a que sus redes se expanden, las esmectitas y las vermiculitas también tienen superficies planas internas. La Tabla 22 muestra las variaciones que ocurren en el área superficial total entre los grupos de minerales arcillosos y dentro de ellos.

Las caolinitas tienen una superficie específica muy baja en comparación con los otros grupos debido a que no cuentan con superficies entre capas y tienden a formar pilas que contienen muchas capas (Figura 29) (Jury y Horton, 2004). La

superficie específica de las partículas está directamente relacionada con capacidades de adsorción de moléculas iónicas provenientes de las fases líquidas o gaseosas, y la retención de líquidos polares (Pennell, 2016).

Propiedades superficiales de las partículas arcillosas.

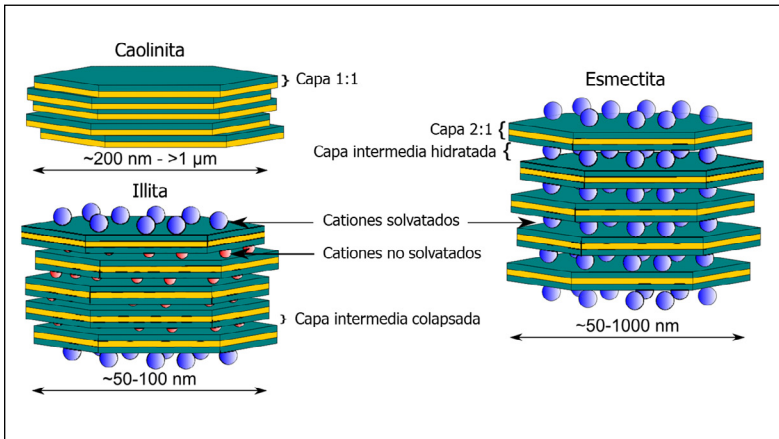
Los materiales arcillosos son filosilicatos que consisten en una lámina de octaedros $M_{Oct}O_6$ que comparten bordes ($M_{Oct} = Al, Mg$ o Fe), fusionada con una o dos láminas de tetraedros que comparten esquinas ($M_{Tet} = Si$ o Al). La asociación de una lámina octaédrica y una o dos láminas tetraédricas forma una capa mineral arcillosa. Aquellos que poseen capas con una lámina tetraédrica son filosilicatos 1:1, y aquellos con dos láminas tetraédricas son filosilicatos 2:1 (Figura 29).

Tabla 22. Superficie específica, CIC y densidad de carga de varios minerales de arcilla

Mineral arcilloso	Superficie específica (m^2/g)	CIC ($cmol/kg$)	Densidad de carga ($\mu mol/m^2$)
Caolinitas	5-20	3-15	6,0-7,5
Illitas	100-200	10-40	1,0-2,0
Vermiculitas	300-500	100-150	3,0-3,3
Esmectitas	700-800	80-150	1,1-1,9

Fuente: Jury y Horton (2004).

Figura 29. Distribución de capas y cationes en algunos materiales arcillosos



Fuente: Tournassat *et al.* (2015).

Densidad de carga. La densidad de carga se define como la carga total en la superficie de un mineral. Corresponde a la suma de cargas superficiales resultantes de las sustituciones isomórficas en el mineral del suelo y la densidad de carga superficial de protones producto de grupos funcionales superficiales selectivos de protones (Jury y Horton, 2004; Tournassat *et al.*, 2015).

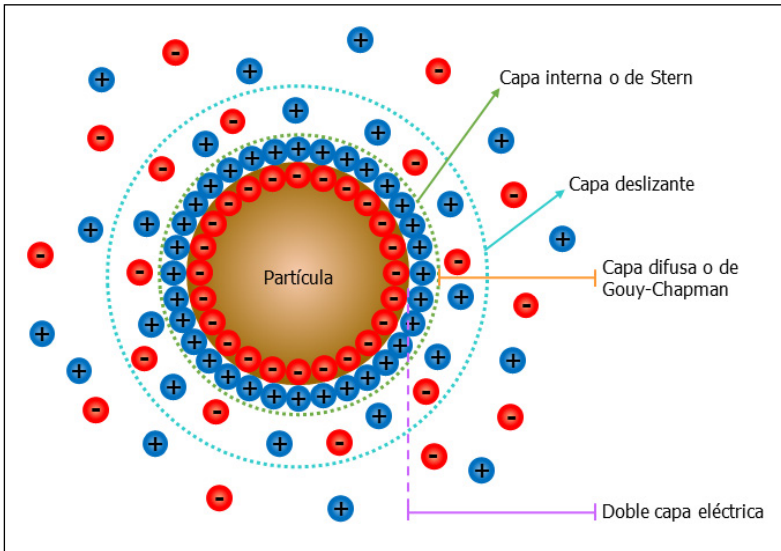
Una característica particular de muchos minerales de arcilla 2:1 es su significativa densidad de carga de capa negativa, que surge de sustituciones isomórficas de metales tetraédricos u octaédricos (Tournassat *et al.*, 2015). De hecho, la mayoría de los suelos poseen una densidad de carga negativa debido a las capas de silicatos y materia orgánica; sin embargo, algunos altamente meteorizados que contienen cantidades significativas de alúfano y óxidos (Al o Fe) pueden desarrollar una carga neta positiva a pH bajos (Jury y Horton, 2004).

Adsorción e intercambio iónico. El intercambio iónico y la adsorción son procesos químicos superficiales o de complejación superficial que conducen al intercambio de especies químicas entre los fluidos y las superficies minerales presentes en las formaciones porosas geológicas. Por un lado, el intercambio iónico trata del intercambio de cationes o aniones en una superficie de carga constante. Por otro lado, la adsorción simula el proceso de intercambio en una superficie donde se desarrolla la carga superficial debido a la ionización de sitios superficiales en la interfase solución-superficie (Kharaka *et al.*, 1988). Por lo tanto, la adsorción es un concepto más general, y el intercambio iónico es un caso especial de adsorción (Lichtner, 1985; Sahai y Sverjensky, 1998).

Debido a que la mayoría de los minerales de los suelos poseen cargas negativas, presentan atracción por los cationes y repulsión de aniones. Las arcillas en las formaciones geológicas tienen muchos sitios activos de intercambio de iones ocupados por varios cationes, y el intercambio de cationes tiene lugar para reemplazarlos en el orden de la tendencia: $\text{Ca}^{+2} > \text{Mg}^{+2} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$ (Sumner y Naidu, 1998). La CIC de los minerales se puede expresar como el número total de moles de sitios de intercambio por unidad de masa (algunos ejemplos de CIC se presentaron en la Tabla 22).

Doble capa eléctrica. Una doble capa eléctrica es un fenómeno que cumple un papel fundamental en el mecanismo de estabilización electrostática de los coloides. Las partículas coloidales cargadas negativamente atraen los cationes (cargas positivas) que se adsorben en la superficie, formando una capa interna conocida como capa de Stern. Seguidamente, surge una película de dispersión contracargada llamada capa difusa o de Gouy-Chapman. La suma de estas dos capas se conoce como doble capa eléctrica, la cual es eléctricamente neutra (Figura 30).

Figura 30. Doble capa eléctrica de las partículas del suelo



Entre las partículas del suelo existe una fuerza electrostática repulsiva que surge de los cationes en la doble capa que rodea las superficies cargadas negativamente. Sin embargo, si las partículas se acercan lo suficiente, los cationes de la doble capa se fusionan en una sola capa positiva, produciendo atracción. Los bordes con carga positiva contribuyen entonces a la floculación debido a la atracción electrostática entre los bordes positivos y las caras planas negativas de los minerales adyacentes. El proceso de floculación es el responsable de la estabilidad del suelo y la formación de agregados.

Fase líquida del suelo

De los posibles constituyentes de la fase líquida del suelo, el agua es el de mayor interés. En la zona vadosa, es válido

suponer que los líquidos son incompresibles, ya que por definición estos solo experimentarán presiones que son negativas, y generalmente con una magnitud de menos de 10 atmósferas. Por el contrario, debajo del nivel freático, el agua subterránea comúnmente experimenta presiones extremas (ej., casos de acuíferos confinados y muy profundos). De otro modo, las propiedades de la fase líquida suelen parametrizarse en términos de la interacción con las fases sólida y gaseosa, tales como el ángulo de contacto y la presión capilar (Selker y Or, 2019).

Contenido de humedad

El centro de la mayoría de las investigaciones de los procesos de la zona vadosa es la cuantificación del contenido líquido, también llamado contenido de humedad. Esto se expresa ya sea en una base de masa (w) o volumétrica (θ). Esta última es la que se emplea más comúnmente, ya sea como contenido de agua o grado de saturación (S).

El contenido de humedad en base de masa (gravimétrica) está dado por:

$$w = \frac{m_w}{m_s}$$

en base volumétrica:

$$\theta = \frac{v_w}{v_t} = w \frac{\rho_a}{\rho_w}$$

grado de saturación:

$$S = \frac{\theta - \theta_0}{\theta_s - \theta_0}$$

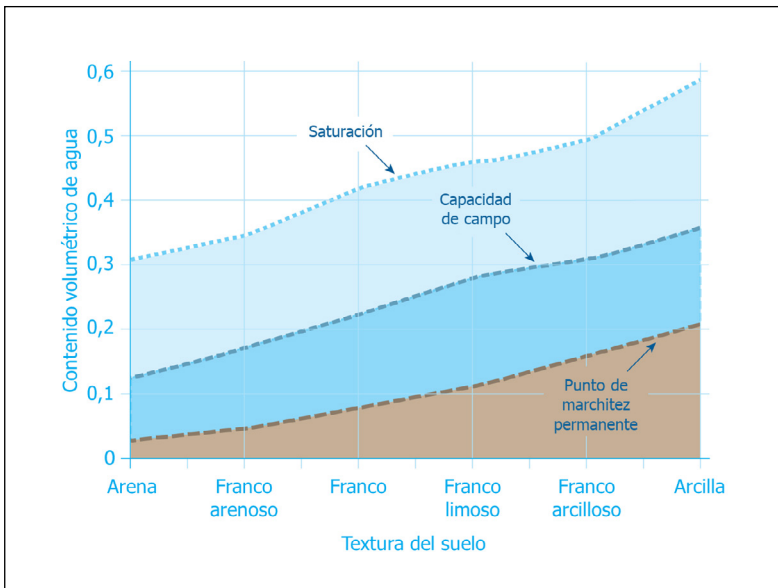
donde θ_0 es el contenido de líquido residual o irreducible, y θ_s , el contenido de líquido saturado. Hay tres procesos de secado que se consideran ampliamente en la definición de θ_0 : el drenaje por gravedad, la absorción por la planta y el secado superficial atmosférico. El contenido de humedad residual logrado bajo el drenaje por gravedad se denomina capacidad de campo (Selker y Or, 2019).

La capacidad de campo (Cc) corresponde entonces al límite superior de agua disponible y representa la humedad del suelo después del drenaje del agua contenida en los macroporos por acción de la gravedad. Esta condición de humedad favorece una mayor absorción de agua y nutrientes por parte de las plantas (De Oliveira *et al.*, 2015). Desde una perspectiva operativa, a menudo se asume que estas son las condiciones que ocurren cuando el agua del suelo está a una presión de $-1/3$ bar, aunque claramente dicho umbral es en gran medida una función de la textura del suelo, que va desde $-1/30$ bar para arenas gruesas a -1 bar para suelos arcillosos (Assouline y Or, 2014).

Seguidamente, se encuentra el punto de marchitez permanente (PMP), que es el contenido de humedad en el que las plantas ya no tienen la capacidad de absorber agua del suelo, el cual es siempre inferior a la Cc (Figura 31). Dado que las plantas varían mucho en su capacidad para extraer agua, esto se define operativamente como el contenido de humedad cuando el agua en el medio tiene una presión de -15 bar.

El último método de secado se debe a la evaporación directa a la atmósfera, que puede llevar la superficie superior del suelo a presiones de menos de -100 bar. (Selker y Or, 2019).

Figura 31. Saturación, capacidad de campo y punto de marchitamiento permanente para una gama de texturas de suelo



Fuente: Selker y Or (2019).

Potencial hídrico

El contenido de agua por sí solo no es suficiente para caracterizar el estado hídrico de los suelos, por lo que un atributo crítico adicional es el estado energético del agua del suelo. Si bien existen diferentes tipos de energía (cinética, potencial, térmica, electrostática y química), la potencial es la que

gobierna el movimiento y la retención del agua en el suelo (Schaetzl y Anderson, 2005b; Selker y Or, 2019).

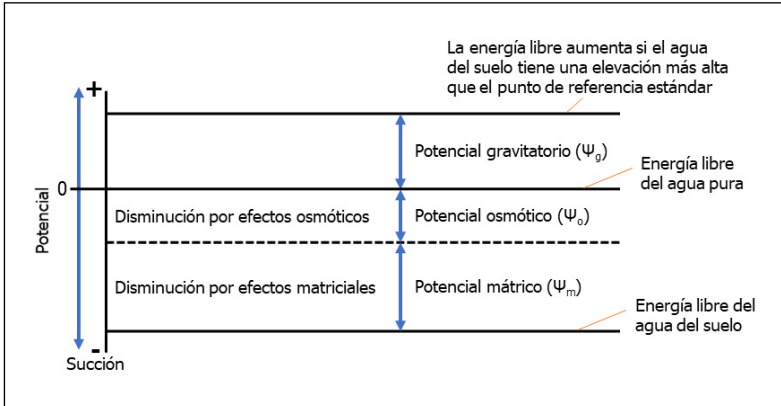
La energía potencial total del agua del suelo (Ψ_w) es la suma de todas las fuerzas que actúan sobre ella, incluida la gravedad (Ψ_g , potencial gravitatorio), la atracción entre las partículas del suelo y el agua (Ψ_m , potencial matricial), y la atracción entre iones disueltos y agua (Ψ_o , potencial osmótico) (Schaetzl y Anderson, 2005b). Entonces, el potencial hídrico está dado por:

$$\Phi_w = \Phi_g + \Phi_m + \Phi_o$$

como los otros fluidos, el agua se mueve desde regiones con mayor energía potencial a aquellas donde esta es menor. El potencial hídrico del suelo generalmente se expresa en unidades de presión (ej., bar, atmósfera o pascal).

En puntos por debajo del nivel freático, el potencial gravitatorio (Ψ_g) es cero o positivo, y el potencial total Ψ_w también es positivo (Figura 32) debido a que el agua suprayacente ejerce presión sobre el agua del suelo a la profundidad donde se mide Ψ_w . En un suelo saturado, el potencial mátrico (Ψ_m) es igual a cero porque el agua en medio de los poros grandes no es atraída por la matriz del suelo. El agua que drena libremente de un suelo bajo la influencia de la gravedad a menudo se denomina agua gravitacional, y es aquella para la cual las fuerzas cohesivas entre las moléculas de agua vecinas superan las fuerzas matriciales (atracción a la matriz del suelo).

Figura 32. Representación del potencial hídrico



Los valores negativos de potencial reflejan el hecho de que el agua es retenida en el suelo por fuerzas matriciales que exceden la fuerza de gravedad. A medida que el suelo se seca y drena, primero se elimina el agua débilmente retenida en los poros grandes ($>\Psi_m$), y permanece el agua adyacente a las superficies de las partículas retenida por fuerzas matriciales más fuertes (Ψ_m más negativos).

Movimiento de agua en los suelos

El flujo de agua es de vital importancia en la génesis del suelo porque el agua que se filtra disuelve los minerales y transporta iones, coloides y complejos metal-orgánicos hacia abajo en el perfil del suelo. Además, el movimiento ascendente del agua en respuesta a la evapotranspiración es crucial para el crecimiento de las plantas y, en algunas áreas, puede provocar acumulaciones de sal en la superficie (Schaetzl y Anderson, 2005b). El movimiento del agua hacia el suelo se denomina

infiltración, y su movimiento descendente dentro del suelo, percolación o permeabilidad.

La tasa de infiltración de un suelo, medida en unidades de longitud por unidad de tiempo, depende de factores que afectan la permeabilidad del recurso, como la textura de este y el tamaño de los poros, la presencia de arcillas expansivas y el contenido de materia orgánica en la superficie. La materia orgánica hidrófoba, por ejemplo, repele el agua y limita la infiltración hasta que el agua se acumula en la superficie.

Otro factor que afecta a la tasa de infiltración es el contenido inicial de agua en el suelo debajo del borde de ataque del frente de percolación (humectación), así como la profundidad del nivel freático y de cualquier capa impermeable del subsuelo. Igualmente, cabe considerar el efecto de la temperatura del suelo, pues un descenso en esta variable provoca una disminución de la infiltración debido a la mayor viscosidad del agua a bajas temperaturas (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Retención de agua en los suelos

El agua es retenida en los suelos de dos maneras: adsorbida y absorbida. El agua adsorbida se retiene en la superficie de las partículas del suelo por unión química o física debido a la atracción adhesiva natural entre el agua y los sólidos. Sin embargo, el agua también puede entrar a los sólidos, es decir, puede ser absorbida por un suelo mineral, partícula de roca o sustancia orgánica (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Hay al menos cuatro grupos de fuerzas que contribuyen a la retención de agua en el suelo: la de Van der Waals, la electrostática, la osmótica y la tensión superficial. Todas ellas tienen una conexión con la estructura del agua, que tiene una naturaleza polar ligeramente cargada negativamente en el

lado donde se proyecta el O y cargada positivamente en el lado donde el H es prominente. Esto significa que las moléculas de agua tienen una estructura electrostática altamente dipolar (Selker y Or, 2019).

Las atracciones de Van der Waals se dan entre el hidrógeno del agua (H^+) que es atraído por la carga superficial negativa de las superficies minerales. La estructura periódica de las superficies de arcilla da lugar a un dipolo electrostático, que resulta en una fuerza de atracción para el dipolo de agua. En particular, las moléculas de agua pueden formar enlaces de H con grupos OH en los minerales de óxido y bordes de minerales arcillosos, y con grupos NH y OH en la materia orgánica del suelo. Además, las moléculas de agua también solvatan fuertemente los cationes que son adsorbidos por los minerales del suelo (Schaetzl y Anderson, 2005b; Selker y Or, 2019). Debido a que los enlaces de H y los enlaces ion-dipolo entre el agua y las partículas del suelo son relativamente fuertes, las primeras capas de agua del suelo quedan adsorbidas de forma considerable por las partículas.

Por último, la fuerza osmótica que retiene el agua es causada por la concentración iónica cerca de las superficies cargadas, mientras que la tensión superficial en las interfases agua-aire-sólido mantiene unidades macroscópicas de agua en los espacios porosos (Selker y Or, 2019). El agua líquida tiene una tensión superficial y una viscosidad extremadamente altas porque los átomos de H en cada molécula de H_2O forman fuertes enlaces con los átomos de O de las moléculas de agua vecinas (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Las primeras tres fuerzas actúan solo en un rango muy corto y esencialmente inmovilizan el agua. Por el contrario, la tensión superficial produce efectos que afectan al agua en masa y, por tanto, es más influyente en el transporte.

Infiltración. La infiltración de un suelo se puede definir entonces como la capacidad de este para permitir que el agua entre y atravesase su perfil. Dicho proceso permite que el suelo almacene agua temporalmente, haciéndola disponible para el uso de las plantas y los organismos del recurso. Así pues, la tasa de infiltración es una medida de qué tan rápido el agua ingresa al suelo, la cual se expresa en unidades de longitud por unidad de tiempo y se puede clasificar desde muy rápido hasta impermeable (Tabla 23).

Tabla 23. Clasificación de la infiltración según la velocidad

Tasa de infiltración (cm/h)	Clasificación
> 50,80	Muy rápido
15,24-50,80	Rápido
5,08-15,24	Moderadamente rápido
1,52-5,08	Moderado
0,51-1,52	Moderadamente lento
0,15-0,51	Lento
0,0038-0,15	Muy lento
< 0,0038	Impermeable

Fuente: USDA (2001).

En suelos con textura arenosa, el agua se infiltra más rápido debido al mayor tamaño de los poros, mientras que en suelos con textura arcillosa se mueve lento por la presencia de microporos. Según la cantidad y el tipo de minerales arcillosos, algunos suelos desarrollan grietas como consecuencia de la contracción a medida que se secan, formando conductos di-

rectos para que el agua ingrese a ellos. Por lo tanto, los suelos arcillosos pueden tener una alta tasa de infiltración cuando están secos y una tasa lenta cuando están húmedos (las grietas se cierran) (USDA, 2014).

El mejor control sobre el límite en el que se produce la infiltración se obtiene realizando mediciones de superficie. Entre los métodos que se emplean para dicho fin se encuentran los de infiltración en anillo, los cuales, en general, implican establecer una presión prescrita sobre un área circular y observar la infiltración resultante. El más común es el infiltrómetro de doble anillo o de Muntz, en el cual los anillos se insertan lo suficientemente profundos para evitar fugas desde el anillo exterior y de forma que las partes superiores de los anillos queden niveladas entre sí. Una cantidad de agua constante se establece rápidamente en ambos anillos al mismo nivel, y la infiltración de agua se puede medir observando la caída del nivel del agua en una regla, o usando una fuente de agua de cabeza constante de frasco de Mariotte (Selker y Or, 2019).

Los datos obtenidos pueden analizarse usando modelos de infiltración, entre los que se encuentran la ecuación de Horton, el modelo de Philip de dos términos, el modelo de Green y Ampt y el modelo de Brutsaert. Por una parte, la ecuación de Horton (1941) es un modelo de infiltración empírico en el que la tasa de infiltración (i) está dada por:

$$i = i_f + (i_0 - i_f) e^{-\beta t}$$

donde i_f es la tasa de infiltración después de mucho tiempo, i_0 es la tasa de infiltración inicial, y β es un parámetro empírico del suelo. La integración de esto con el tiempo produce la infiltración acumulativa (I):

$$I = i_f t + \frac{i_0 - i_f}{\beta} (1 - e^{-\beta t})$$

el modelo se usa ampliamente, pero dado que los parámetros obtenidos no están directamente asociados con propiedades del suelo medibles físicamente (ej., conductividad), tiene un uso limitado, excepto para predecir la infiltración (Selker y Or, 2019).

Entretanto, el modelo de dos términos de Philip (1957) es una simplificación de la serie infinita que Philip introdujo para la infiltración y se usa ampliamente, ya sea para infiltración (i) o infiltración acumulativa (I):

$$i = 0,5St^{1/2} + A$$

esta aproximación tiene la ventaja de estar estrechamente relacionada con los parámetros físicos del suelo medibles (S es la sorción del suelo y A es una estimación de la conductividad saturada del campo).

Por otra parte, el modelo de Green y Ampt (1911) para la infiltración de cabeza constante es útil para interpretar los resultados de la infiltración, y está dado por:

$$t = \frac{n}{K_{sat}} \left\{ L - (h_f + d) \ln \left[\frac{h_f + d + L}{h_f + d} \right] \right\}$$

donde L es la profundidad de penetración del frente húmedo, n es la porosidad del suelo, d es la profundidad de encharcamiento, y h_f es la presión de entrada de agua al suelo. La

infiltración acumulativa es simplemente $I = nL$. Ahora bien, para usar esta ecuación, se deben encontrar los valores de K_{sat} y h_f que mejor se ajusten a los datos (Selker y Or, 2019).

Finalmente, el modelo de Brutsaert (1977) es el resultado de la revisión de la solución en serie infinita de Philip (1957). Desarrolla un resultado que brinda una excelente aproximación a la solución en serie completa para la infiltración, y está escrito explícitamente en las variables físicas de interés:

$$i = K_{sat} + 0,5St^{1/2} \left[1 + \beta \left(\frac{K_{sat}t^{1/2}}{S} \right) \right]^{-2}$$

donde S es la sorción y $1/3 < \beta < 1$ es un parámetro del suelo relacionado con la distribución del tamaño de los poros. Para suelos con distribuciones de tamaño de poro muy amplias, debe tomar β cerca de 1; para la mayoría de los otros suelos, $\beta = 2/3$ es bastante bueno, mientras que, para suelos de tamaño de poro uniforme, se sugiere $\beta = 1/3$ (Selker y Or, 2019). La infiltración acumulativa usando el modelo de Brutsaert es simplemente:

$$I = K_{sat}t + \frac{S^2}{\beta K_{sat}} \left\{ 1 - \left[1 + \beta \left(\frac{K_{sat}t^{1/2}}{S} \right) \right]^{-1} \right\}$$

ajustar esta ecuación a los datos de infiltración permite determinar fácilmente tanto K_{sat} como S (Selker y Or, 2019).

Permeabilidad. Una vez el agua entra al suelo, su percolación o redistribución ocurre bajo condiciones saturadas y/o insaturadas (zona vadosa).

Condiciones saturadas. En condiciones saturadas, el flujo vertical de agua en una columna de suelo de longitud L y área de sección transversal A está dado por la ley de Darcy:

$$Q = -KA \frac{h_2 - h_1}{z_2 - z_1}$$

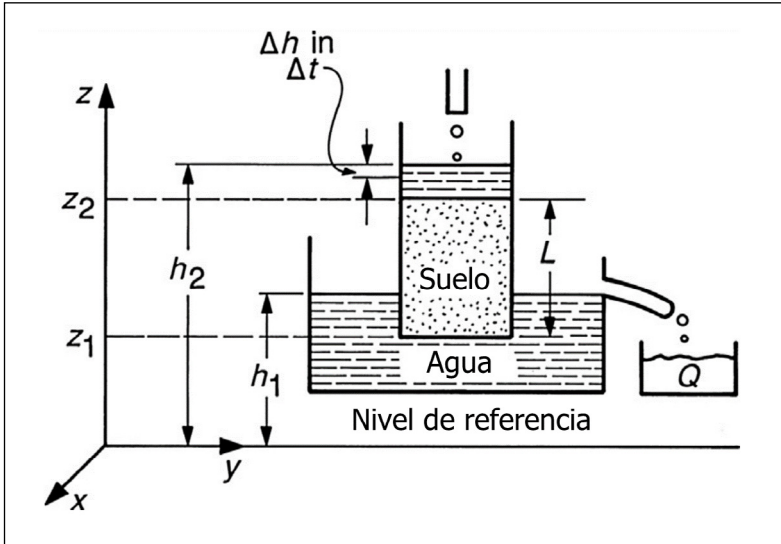
donde Q es el caudal o flujo (volumen por unidad de tiempo), K es la conductividad hidráulica, conocida como coeficiente de permeabilidad de Darcy (longitud por unidad de tiempo), y las cabezas h_1 y h_2 y las distancias z_1 y z_2 son las que se representan en la Figura 33.

La carga h_1 hace referencia a la carga hidráulica para todos los puntos en la parte inferior de la columna de suelo, es decir, en $z = z_1$. De manera similar, la carga h_2 se aplica a todos los puntos en la parte superior de la columna de suelo, $z = z_2$. La longitud de la columna es $z_2 - z_1 = L$. El signo negativo en la ecuación de Darcy se usa para que un valor positivo de Q indique un flujo en la dirección z positiva, la cual se mide de z_1 a z_2 (Kirkham y Powers, 1972).

En la ecuación de la ley de Darcy, la cantidad $(h_2 - h_1)/(z_2 - z_1)$ se llama gradiente hidráulico (i), y la relación Q/A se denomina flujo por unidad de sección transversal o densidad de flujo. La relación Q/A también se denomina velocidad de Darcy (v), por lo que la ley de Darcy se puede escribir como:

$$v = -Ki$$

Figura 33. Ilustración de la ley de Darcy



Fuente: Kirkham y Powers (1972).

La velocidad real del agua en el suelo es mucho mayor que la velocidad de Darcy y está dada por v/f , donde f es la porosidad (Kirkham y Powers, 1972). Taylor (1948) desarrolló una ecuación que relaciona el coeficiente de permeabilidad K con las características del fluido y del suelo:

$$K = D_s^2 \frac{\gamma}{\mu} \frac{e^3}{1+e} c$$

donde D_s es el diámetro de las partículas del suelo, γ es el peso específico del fluido, μ es la viscosidad del fluido, e es el índice de porosidad del suelo y c es el factor de forma de los granos del suelo. Esta ecuación es muy útil para exami-

nar los factores que afectan el coeficiente de permeabilidad, de los cuales se consideran primero los dependientes del fluido permanente γ , posteriormente, los dependientes del suelo (Coppola, 2018). Una clasificación de la permeabilidad de los suelos basado en los valores K se muestra en la Tabla 24.

Tabla 24. Clasificación de la permeabilidad de suelos según su coeficiente K

K (cm/s)	Clasificación de permeabilidad
$> 10^{-1}$	Alta
$10^{-1}-10^{-3}$	Media
$10^{-3}-10^{-5}$	Baja
$10^{-5}-10^{-7}$	Muy baja
$> 10^{-7}$	Impermeable

Fuente: Terzagui y Peck (1967).

El agua fluye desde áreas de mayor potencial hídrico total (Ψ_w) hacia áreas de menor Ψ_w . En suelos saturados, la carga hidráulica o el potencial gravitatorio (Ψ_g) es la fuerza impulsora del flujo descendente. Aunque las condiciones de campo rara vez se ajustan a la ley de Darcy debido a la heterogeneidad y al hecho de que las condiciones de estado estacionario no suelen darse en el campo, donde se producen la percolación y la evaporación, esta simple ecuación para el flujo saturado puede proporcionar información sobre las variables que controlan el flujo de agua a través de los suelos (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Condiciones insaturadas. El movimiento de agua en condiciones no saturadas (zona vadosa) todavía depende de la

conductividad hidráulica y la fuerza impulsora del flujo de agua, pero las diferencias en el contenido de humedad o el potencial matricial proporcionan las fuerzas impulsoras principales. Cuando el suelo no está saturado, solo los poros llenos de agua son accesibles para el flujo, y la conductividad hidráulica disminuye a medida que se reducen el contenido de agua y el potencial matricial.

Además, debido a que los poros más grandes drenan y se llenan de aire primero, la conductividad hidráulica disminuye en principio muy rápidamente, a medida que se reduce el contenido de agua. Asimismo, los espacios porosos llenos de aire actúan como barreras para el flujo de agua, haciendo que esta siga caminos más tortuosos a lo largo de películas delgadas sobre las partículas del suelo y en los poros pequeños (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Cuando un medio no está saturado, el agua generalmente está a una presión más baja que el aire, por lo que la presión matricial es negativa y el agua fluye desde las regiones de mayor contenido de agua (menos negativo Ψ_m) hacia las de menor Ψ_m (más negativo), es decir, de áreas húmedas a secas en el suelo. En consecuencia, el flujo no saturado puede ser ascendente en respuesta a la evaporación en la superficie, descendente a medida que el agua se redistribuye después de un evento de humectación, o lateral (Nimmo, 2005; Schaetzl y Anderson, 2005b).

El potencial o presión matricial también se denomina potencial o presión capilar, pues un poro con agua se puede comparar con un tubo capilar delgado con un extremo sumergido. Considerando esto, al agua retenida en pequeños poros por encima de la zona saturada, que sube o baja espontáneamente, se le conoce como agua capilar y se presenta principalmente en suelos de grano fino (arcillosos) debido a su mayor super-

ficie específica y al mayor número de microporos. De hecho, los vacíos interconectados en un suelo forman una colección de tubos capilares irregulares pero definidos.

La tensión capilar máxima que se puede desarrollar variará de un punto a otro, dependiendo del diámetro del poro y del grado de saturación. En consecuencia, la analogía del tubo capilar no es directamente aplicable. El espesor de la zona capilar en un suelo depende del tamaño y de la forma de los poros. Esto, a su vez, es una función de los tamaños y las formas de las partículas, así como de la relación de vacíos. A medida que disminuye el tamaño de partícula, también lo hace el tamaño de los vacíos y aumenta la altura de ascenso capilar en el suelo (h_c):

$$h_c = \frac{c}{d_{eff}}$$

donde d_{eff} es un tamaño de poro efectivo (unidad de longitud) y c es una constante de proporcionalidad (normalmente se considera como 0,3) (Kaliakin, 2017). En esta misma línea, Terzagui y Peck (1967) propusieron la siguiente expresión empírica:

$$h_c = \frac{C}{eD_{10}}$$

donde e es la relación de vacíos, D_{10} indica el tamaño de grano efectivo (unidad de longitud) y C (unidad de área) corresponde a una constante empírica que depende de la forma de las partículas y de las impurezas de la superficie (varía entre 0,1 cm² y 0,5 cm² para arenas sueltas y densas, respectivamente).

La tensión superficial es un factor importante en el fenómeno de la capilaridad. Las fuerzas de adhesión superficial o cohesión interna presentes en la interfase entre un líquido y un sólido estiran el líquido y forman una superficie curva llamada menisco. Este es una manifestación de la acción capilar y hace referencia a la curva en la superficie superior de un líquido cerca de la superficie, causada por la tensión superficial (T_s). Puede ser cóncavo o convexo, según el líquido y la superficie. En el caso del agua, las fuerzas de adhesión con un sólido forman un menisco cóncavo (Figura 34) (Kaliakin, 2017).

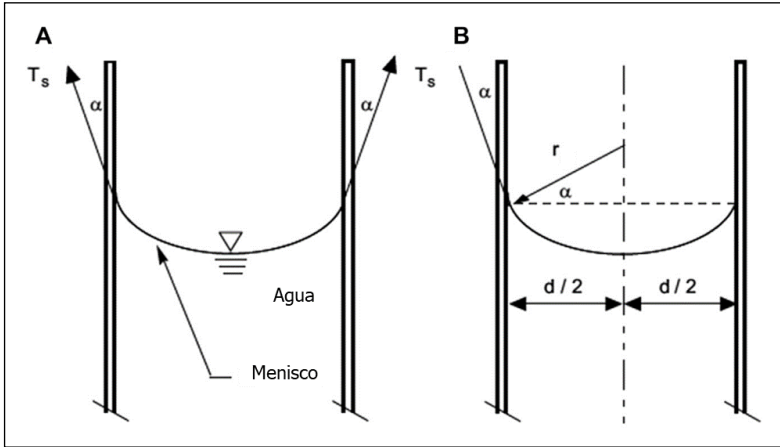
La tensión capilar (σ_c) se puede relacionar con el radio del menisco (r) considerando su geometría (Figura 34B). Así, para el agua en contacto con el aire, el esfuerzo de tensión capilar depende solo de r y varía inversamente con él:

$$\sigma_c = \frac{2T_s}{r}$$

máxima tensión capilar ocurre cuando el radio del menisco es menor, lo que corresponde al caso en que el menisco es tangente al tubo, lo cual implica que $\alpha = 0^\circ$ y por lo tanto $r = d/2$. La máxima tensión capilar será $\sigma_{c\text{máx}} = 4T_s/d$, donde se entiende que $\sigma_{c\text{máx}}$ será negativo.

Los poros en medios naturales no son perfectamente cilíndricos, pero se aplica la misma relación si se entiende que r representa un radio de poro efectivo. La relación dada en esta ecuación es útil para mostrar lo que sucede dentro de un poro y para modelar las propiedades hidráulicas no saturadas.

Figura 34. Esquematización de un menisco



Nota. A) menisco y tensión superficial; B) geometría asociada al menisco.
Fuente: Kaliakin (2017).

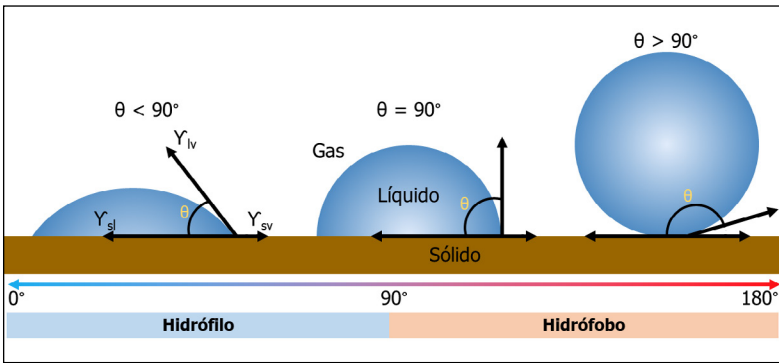
Cuando las tres fases se juntan, el ángulo entre la interfase aire-agua y la interfase aire-sólido, medido a través del agua, es el ángulo de contacto (Nimmo, 2005). En otras palabras, el ángulo de contacto (θ) se refiere al ángulo que forma la superficie de un líquido al entrar en contacto con un sólido. Si $\theta < 90^\circ$, quiere decir que el líquido es atraído preferentemente a la fase sólida en comparación con su atracción cohesiva a otras moléculas líquidas, por lo que el líquido humedecerá la superficie y se extenderá sobre ella. Por el contrario, cuando la fuerza de cohesión del líquido es mucho más fuerte que la fuerza de atracción del sólido, se dice que el líquido repele al sólido y $\theta \geq 90^\circ$ (Figura 35) (Jury y Horton, 2004; Kulkarni y Shaw, 2016).

El ángulo de contacto se define como el equilibrio mecánico de la gota bajo la acción de tres tensiones inter-

faciales: sólido-vapor (γ_{sv}), sólido-líquido (γ_{sl}) y líquido-vapor (γ_{lv}). Esta relación de equilibrio se conoce como ecuación de Young (1805):

$$\gamma_{sv} = \gamma_{sl} + \gamma_{lv} \cos \theta$$

Figura 35. Esquematzación del ángulo de contacto (θ)



Fuente: elaboración propia.

Temperatura del suelo

La temperatura del suelo es una propiedad importante que resulta esencial para muchos procesos y reacciones del recurso, como la absorción de agua y nutrientes, las actividades microbianas, el ciclo de nutrientes y el crecimiento de raíces. Esta propiedad está determinada en gran medida por la tasa de intercambio de calor entre el suelo y la superficie de este, es decir, el flujo de calor (Oliver *et al.*, 1987). Así pues, las propiedades de temperatura del suelo cambian por los procesos de intercambio de energía radiante, térmica y latente que tienen lugar en la superficie del suelo (Onwuka y Mang, 2018).

La capacidad de un suelo para conducir el calor determina qué tan rápido cambia su temperatura durante un día o entre estaciones. El flujo de calor del suelo combina de manera efectiva los procesos de transferencia de energía en la superficie (balance de energía superficial) con los de transferencia de energía en el suelo (régimen térmico del suelo) (Sauer y Horton, 2005). La principal fuente de temperatura del suelo es la radiación solar (Onwuka y Mang, 2018).

En micrometeorología, la medición del flujo de calor del suelo a menudo se considera dentro del contexto del balance de energía superficial:

$$R_n - G = LE + H$$

donde R_n es la radiación neta, G es la densidad de flujo de calor del suelo en la superficie del suelo, LE es la densidad de flujo de calor latente y H es la densidad de flujo de calor sensible. Todos los términos tienen unidades de J/m^2s o W/m^2 .

El lado izquierdo de la ecuación ($R_n - G$) representa la energía disponible, mientras que los términos del lado derecho (LE y H) a menudo se denominan flujos turbulentos. Gran parte de la energía que entra en el suelo durante el día regresa a la atmósfera por la noche a través de la radiación terrestre de onda larga. Por esta razón, G es a menudo el componente más pequeño del balance de energía superficial diario (Sauer y Horton, 2005).

El flujo de calor en el suelo puede considerarse análogo al flujo de calor en un sólido al que se le aplica la ley de Fourier (1822):

$$Q = K_i A \frac{dT}{dX}$$

donde Q es el flujo de calor por unidad de área, K_t es la conductividad térmica del suelo (W/mK), A es el área superficial de transferencia (m^2), T es la temperatura del suelo (K) y X es la distancia del suelo (m).

El flujo de calor en los suelos puede ocurrir por conducción a través de sólidos y agua, así como por convección y difusión en poros llenos de aire. Los suelos pueden calentarse considerablemente cuando una lluvia cálida cae sobre un suelo frío, o viceversa. Además, el transporte de agua y vapor de agua es una forma de transporte de calor latente.

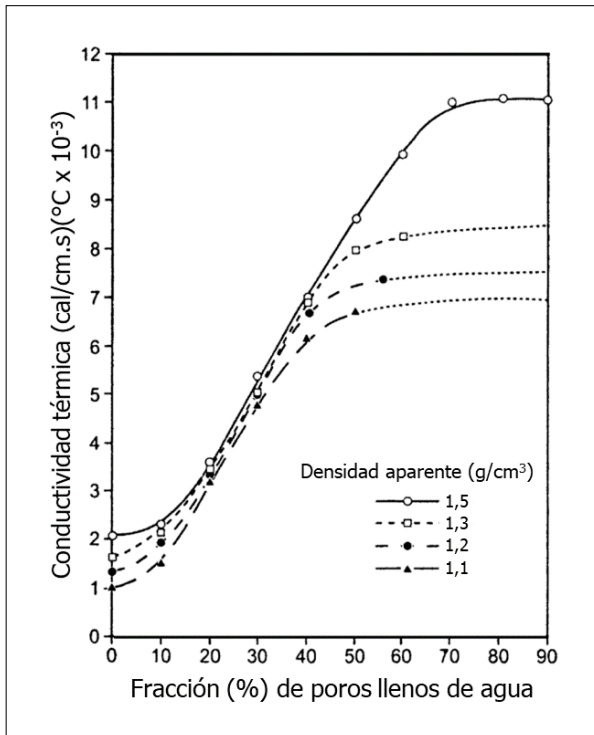
El agua debe absorber energía (540 cal/g) para evaporarse. Cuando el vapor de agua se mueve de una región del suelo a la otra, o deja el suelo para regresar a la atmósfera, transporta energía igual al calor de vaporización. Cuando el agua se condensa en otro lugar, el calor se libera. Así, la evapotranspiración de las plantas y el transporte de vapor de agua también son tipos de mecanismos de transporte de energía (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Los componentes de las propiedades térmicas del suelo, como la capacidad calorífica específica, la conductividad térmica y la difusividad térmica, se ven afectados por las propiedades básicas del suelo, que incluyen la densidad aparente, la textura y el contenido de agua (Onwuka y Mang, 2018). La conductividad térmica del suelo aumenta a medida que incrementa su densidad aparente debido al mayor contacto partícula-partícula (Figura 36).

De manera similar, la conductividad térmica es mayor en suelos de textura gruesa que en suelos de textura fina como resultado de una mejor continuidad de la fase sólida (Figura 37). Debido a que la conducción de calor es mucho mayor en las películas de agua que en los poros llenos de aire, el aumento de

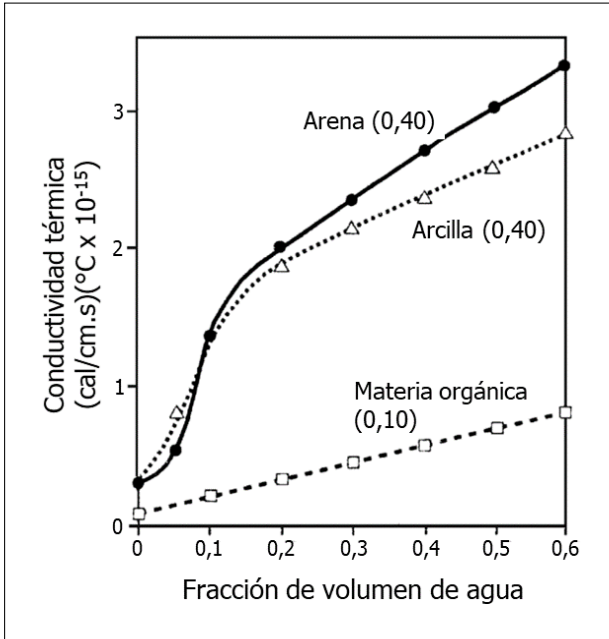
contenido de agua en los suelos incrementa considerablemente la conductividad térmica (Schaeztl y Anderson, 2005b).

Figura 36. Relación entre conductividad térmica y contenido de agua para suelos con diferentes densidades aparentes



Fuente: Schaeztl y Anderson (2005b).

Figura 37. Relación entre la conductividad térmica y el contenido de agua para suelos con diferentes texturas

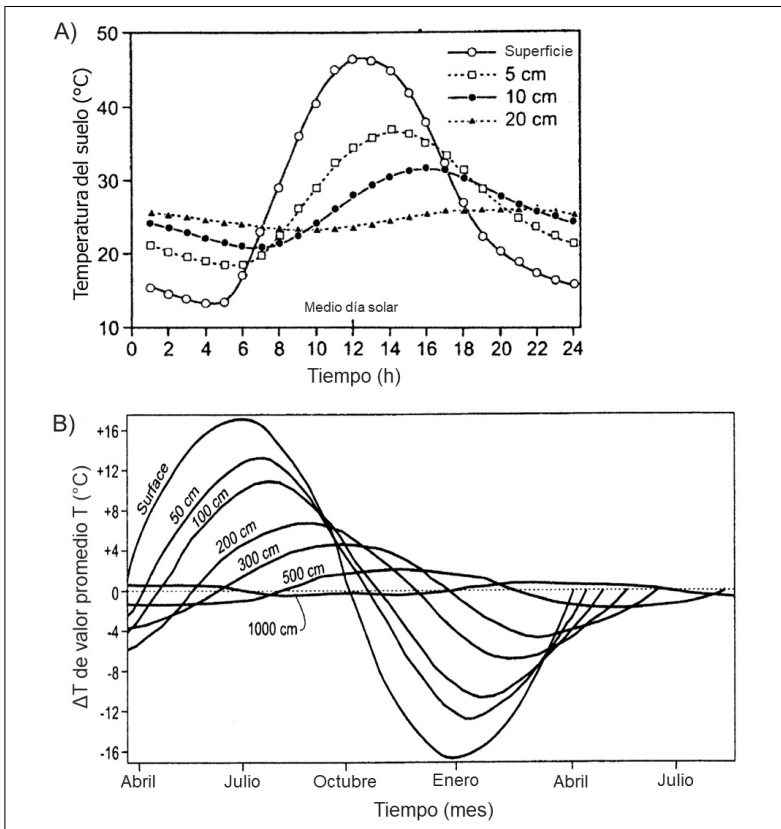


Fuente: Schaetzel y Anderson (2005b).

La temperatura a menudo varía entre suelos, especialmente en la superficie para el mismo suelo, entre capas y con el tiempo (Sauer y Horton, 2005). En la Figura 38 se muestran patrones de temperatura para suelos bien drenados a través del tiempo y con la profundidad. Esta propiedad cambia a medida que viaja más profundo en el perfil. La causa del amortiguamiento de la temperatura con la profundidad es que una cierta cantidad de calor es absorbida o liberada a lo largo del camino cuando cambia la temperatura de los materiales conductores del suelo (Al-Kaisi *et al.*, 2017). Al mismo tiempo, la amplitud

de la onda sinusoidal, es decir, la diferencia entre la temperatura máxima o mínima y la temperatura media, aumenta más cerca de la superficie. En profundidad, la temperatura del suelo varía cada vez menos (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Figura 38. Patrones de temperatura (T) del suelo a través del tiempo y con la profundidad para suelos bien drenados



Nota. A) cambios en la T diaria en función de la profundidad y la hora; B) curvas de T anual para varias profundidades.

Fuente: Schaetzl y Anderson (2005b).

Otra característica importante, que se muestra en la Figura 38B, es que hay un retraso entre el calentamiento o enfriamiento en la superficie y la transferencia de calor hacia el suelo más profundo o desde este. La temperatura máxima registrada en la figura corresponde a julio, en la superficie del suelo; la obtenida en septiembre fue a 200 cm, y en diciembre, a 500 cm.

El aumento del tiempo de retraso con el incremento de la profundidad refleja el tiempo necesario para que la energía se transfiera a la profundidad. Debido a este fenómeno, el flujo de calor es hacia abajo en el verano, cuando la superficie del suelo está más caliente que en la profundidad, mientras que en invierno es hacia arriba porque el suelo superficial está más frío que el suelo profundo, que experimenta su máxima temperatura en el invierno (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Otros factores que influyen en la temperatura del suelo son el color de este, el contenido de materia orgánica, la pendiente de la superficie, el mantillo (*mulching*) y la cobertura vegetal. Por ejemplo, los suelos de colores oscuros absorben más calor radiante que los de colores claros, por lo que se presenta una temperatura más alta en los primeros (Nwankwo y Ogagarue, 2012). En ese mismo sentido, los suelos ricos en materia orgánica —que contribuye al color oscuro y además a una mayor capacidad de retención de agua— aumentan entonces su absorción de calor y por consiguiente su temperatura.

Asimismo, la pendiente de la superficie influye en la temperatura del suelo toda vez que afecta la dispersión de la radiación solar. Si esta última llega en un ángulo, se dispersa en un área más amplia que la misma cantidad de radiación que llega en ángulo recto (Elizbarashvili *et al.*, 2007). Por lo tanto, la cantidad de radiación por unidad de área de la superficie terrestre disminuye a medida que aumenta la pendiente del terreno.

Los materiales del mantillo, por su parte, inhiben la evaporación y aumentan la humedad del suelo; en consecuencia, se reduce la temperatura en la superficie del suelo. Por último, la vegetación actúa como aislante térmico y afecta significativamente esta variable al no permitir que el suelo se caliente demasiado durante la estación seca ni que se enfríe en exceso durante la estación lluviosa.

Fase gaseosa del suelo

La fase gaseosa del suelo generalmente está dominada por los principales constituyentes de la atmósfera: gases inorgánicos (ej., N_2 , O_2 y CO_2), vapores (ej., H_2O y NH_4) y componentes orgánicos volátiles (ej., carbohidratos, ácidos orgánicos, alcoholes, aceites y pesticidas) (Smagin, 2009). Los gases se difunden de la atmósfera al suelo y viceversa, por lo que la composición de ambos es generalmente similar. Las diferencias se deben a que, a medida que los microorganismos y las raíces de las plantas respiran, el contenido de CO_2 y CH_4 del suelo puede elevarse, mientras que las concentraciones de O_2 disminuyen; en cambio, en sitios industrialmente contaminados puede haber niveles significativos de vapores orgánicos (Schaetzl y Anderson, 2005b; Selker y Or, 2019).

Contenido de gas

El análisis de la atmósfera del suelo (X) expresa la cantidad del gas de interés (V_a) como una relación con el volumen muestreado (V_t):

$$X(\%) = 100 \frac{V_a}{V_t}$$

donde 0,01 % equivale a 100 ppm. Sin embargo, debido a que el volumen de la fase gaseosa depende en gran medida de la presión atmosférica (P) y la temperatura (T), es más preciso informar la concentración másica del gas:

$$C_g = \frac{XPM}{100RT}$$

donde C_g representa la concentración del gas (g/m^3); X, la atmósfera del suelo (%); P, la presión atmosférica (Pa); M, la masa molar (g/mol); R es la constante universal de los gases ($8,31 \text{ J}/\text{molK}$), y T, la temperatura absoluta (K).

Para vapor, que tiene un contenido crítico o concentración saturada (C_g^0), es conveniente utilizar una concentración relativa (C_g/C_g^0). Por ejemplo, la humedad relativa del agua ($HR = C_g/C_g^0$) teóricamente varía de 0 a 1.

Movimiento de gas en el suelo

Los gases se mueven a través de los suelos principalmente por difusión; la convección es despreciable excepto en el centímetro superior. El O_2 y el CO_2 pueden disolverse en agua y difundirse a través de películas de agua y poros llenos de agua, pero la difusión es mucho más lenta en dicho líquido que en gas (Schaetzl y Anderson, 2005b). La difusión molecular en fase gaseosa genera alrededor de 2 cm/día de dispersión, mientras que la difusión molecular en la fase líquida es 100 veces menos eficaz en el movimiento de masas de contaminantes (Selker y Or, 2019). La difusión (J) se rige por la primera ley de Fick (1855):

$$J = -D \frac{dc}{dx}$$

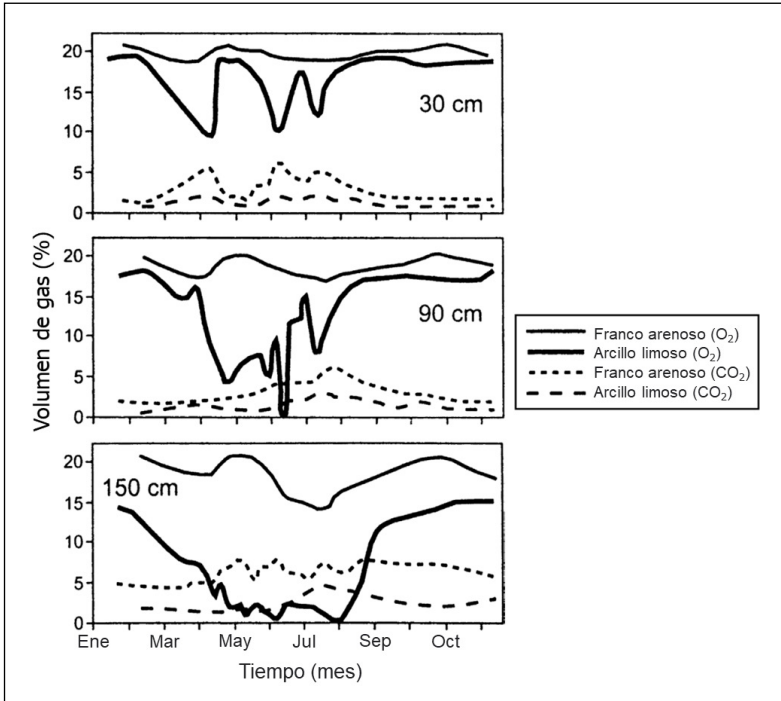
donde J se refiere a la densidad de corriente de partículas ($\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$), D es el coeficiente de difusión del gas o constante de proporcionalidad (m^2/s), c es la concentración (mol/m^3), y x , la posición (m). Entonces dc/dx es el gradiente de concentración entre dos puntos. Por lo tanto, el flujo se mueve desde regiones de alta concentración a regiones de baja concentración, con una magnitud que es proporcional al gradiente de concentración.

El coeficiente D puede ser bastante bajo dado que el suelo es un medio en el que las moléculas de gas tienen que viajar a través de poros estrechos y a lo largo de caminos tortuosos. En consecuencia, el coeficiente de difusión efectivo de un gas en el suelo es retardado por un factor conocido como factor de tortuosidad del gas, que se determina experimentalmente y depende de la textura del suelo y de la distribución del tamaño de los poros llenos de gas (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Los suelos de textura fina con poros pequeños tienen el intercambio de gases más limitado con el aire, especialmente cuando están húmedos. Por lo tanto, en suelos cálidos, arcillosos y húmedos, las concentraciones de CO_2 pueden superar el 5 % en volumen, en contraste con aproximadamente el 0,035 % de CO_2 en la atmósfera. Por el contrario, se produce CO_2 a medida que se consume O_2 , por lo que este último disminuye en condiciones en las que aumenta el CO_2 (Figura 39).

Aunque el vapor de agua es un gas, su movimiento en los suelos es diferente al flujo de CO_2 y O_2 . Esta variación se debe a que la fuerza motriz del transporte de vapor de agua son las diferencias en la humedad relativa, que es en gran medida una función de la temperatura del aire del suelo, siempre que las partículas del suelo estén cubiertas por una película de agua. Por lo tanto, el transporte de vapor de agua depende de los gradientes de temperatura del aire del suelo, así como del gradiente de temperatura de la fase sólida.

Figura 39. Composición típica de O₂ y CO₂ en varios periodos del año según textura y profundidad



Fuente: Schaetzl y Anderson (2005b).

Los gradientes de temperatura en el suelo (dT/dx) conducen a una transferencia de masa molecular por termodifusión combinada:

$$J = -D \frac{dc}{dx} - \frac{DK_T}{T} \frac{dT}{dx}$$

donde k_T es una constante de termodifusión proporcional a la concentración de gas. Teóricamente, la contribución del gradiente de temperatura es menor que la del gradiente de concentración y puede despreciarse para la transferencia de masa de gases en los suelos, excepto para los gases que tienen gradientes bajos ($dc/dx \rightarrow 0$) cerca de la superficie del suelo (N_2 , O_2) y para el vapor de agua, donde la termodifusión puede ser de tres a cuatro veces mayor que el flujo de difusión simple si los gradientes de temperatura y concentración son codireccionales (Smagin, 2009).

En general, el vapor de agua fluye desde áreas de menor temperatura hacia áreas de mayor temperatura, donde la humedad relativa es menor. Así, durante el día, cuando la superficie del suelo está caliente y el agua se evapora de la superficie, el vapor de agua fluye hacia arriba en el suelo, a la superficie más seca. Por la noche, el flujo de vapor puede ser hacia abajo si la superficie del suelo se enfría lo suficiente, o puede continuar fluyendo hacia arriba si la humedad relativa sigue siendo más baja en la superficie (Schaetzl y Anderson, 2005b).

Otras razones para una mayor difusión térmica pueden ser el movimiento macroscópico debido a los flujos convectivos del aire del suelo en el campo de gravedad (convección natural) y la circulación térmica del aire (deslizamiento térmico) en medios capilares porosos (Smagin, 2000). La convección natural en fase gaseosa puede implicar tanto el movimiento descendente (flujo gravitatorio) de aire más denso (frío o enriquecido en gases pesados) como el flujo ascendente de aire enrarecido (calentado o enriquecido en componentes ligeros) (Smagin, 2009).

Para recordar

Todos los procesos hídricos en el suelo están afectados por la composición del recurso y sus características como la densidad, superficie específica, la porosidad, los contenidos de materia orgánica, entre otras. Estos procesos físicos son fundamentales para que el suelo cumpla con sus funciones y, por tanto, se requiere de un manejo adecuado del recurso para asegurar el manejo sostenible del sistema.

Cuestionario de la unidad 2

1. El diámetro de una muestra cilíndrica de suelo es 0,1 m, y su altura, 0,3 m. ¿Cuál es el contenido gravimétrico de humedad (w) del suelo si la masa húmeda fue de 4,13 kg, y la masa seca, 3,18 kg?
 - a. 0,310.
 - b. 0,295.
 - c. 0,300.
 - d. 0,280.
2. Teniendo en cuenta los datos del ejercicio anterior, ¿cuál sería la densidad aparente (ρ_a) del suelo? Recuerda que el volumen de un cilindro es $V = \pi r^2 h$.
 - a. 1.303 kg/m³.
 - b. 1.453 kg/m³.
 - c. 1.353 kg/m³.
 - d. 1.443 kg/m³.
3. Teniendo en cuenta los resultados anteriores, ¿cuál sería el contenido de humedad en base volumétrica (θ)? Recuerda que la densidad del agua es $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$.

- a. 0,399.
 - b. 0,400.
 - c. 0,499.
 - d. 0,300.
4. Teniendo en cuenta los resultados anteriores, ¿cuál sería la porosidad efectiva (P) de un suelo que contiene partículas de densidad $\rho_s = 2.650 \text{ kg/m}^3$?
- a. 0,479.
 - b. 0,489.
 - c. 0,589.
 - d. 0,579.
5. Cuando una partícula esférica que conforma el suelo de densidad ρ_s y radio R cae a través de un líquido con densidad ρ_w y viscosidad η , está sujeta a tres fuerzas. ¿Cuál de las siguientes *no* es una de ellas?
- a. Fuerza de empuje hidrostático.
 - b. Fuerza gravitatoria.
 - c. Fuerza osmótica.
 - d. Fuerza de arrastre.
6. La superficie específica es una propiedad de los sólidos que se refiere a la relación entre el área superficial total y la masa del sólido. Esta propiedad está directamente relacionada con capacidades de adsorción de moléculas iónicas provenientes de las fases líquidas o gaseosas, y la retención de líquidos polares. ¿Cuál de las siguientes texturas posee mayor superficie específica?
- a. Arcillosa.
 - b. Arenosa.
 - c. Limosa.
 - d. Franco arenosa.

7. El contenido de humedad se expresa comúnmente en base volumétrica o como grado de saturación. En esta última se tiene en cuenta el contenido de líquido residual o irreducible (θ_o). Hay tres procesos de secado que se consideran ampliamente en la definición de θ_o . ¿Cuál de los siguientes *no* es uno de ellos?
- Secado superficial atmosférico.
 - Arrastre por el viento.
 - Drenaje por gravedad.
 - Absorción por la planta.
8. ¿Cuál es el término usado para referirse a la cantidad de humedad del suelo después de que el exceso de agua se ha drenado por acción de la gravedad?
- Punto de marchitez permanente.
 - Capacidad de campo.
 - Saturación.
 - Punto de marchitez descendente.
9. El movimiento y la retención del agua son gobernados por la energía potencial. El agua se mueve desde regiones con mayor energía potencial a regiones donde esta es menor. ¿Cuáles son los componentes de la energía potencial total del agua del suelo?
- Potencial osmótico, matricial y nuclear.
 - Potencial matricial, gravitatorio y térmico.
 - Potencial osmótico, matricial y gravitatorio.
 - Potencial elástico, osmótico y gravitatorio.
10. En un suelo saturado, se espera que:
- El potencial gravitatorio sea negativo.
 - El potencial mátrico sea igual a cero.

- c. El potencial osmótico sea positivo.
 - d. El potencial mátrico sea positivo.
11. Los valores positivos de potencial hídrico reflejan el hecho de que el agua es retenida en el suelo por fuerzas matriciales que exceden la fuerza de gravedad:
- a. Verdadero.
 - b. Falso.
12. El agua es retenida en los suelos de dos maneras: adsorbida y absorbida. El agua adsorbida se retiene en la superficie de las partículas del suelo por unión química o física debido a la atracción adhesiva natural entre el agua y los sólidos. Sin embargo, el agua también puede entrar a los sólidos, es decir, puede ser absorbida por un suelo mineral, partícula de roca o sustancia orgánica. De las siguientes, ¿qué fuerzas contribuyen a la retención de agua en el suelo?
- a. Fuerza electrostática y tensión superficial.
 - b. Fuerza de Van der Waals y fuerza gravitatoria.
 - c. Fuerza dipolar y tensión superficial.
 - d. Fuerza dipolar y electrostática.
13. El agua líquida tiene una tensión superficial y una viscosidad extremadamente altas porque los átomos de H en cada molécula de H_2O forman fuertes enlaces de hidrógeno con los átomos de O de las moléculas de agua vecinas:
- a. Verdadero.
 - b. Falso.
14. La infiltración de un suelo se puede definir entonces como la capacidad de este para permitir que el agua entre y atraviese su perfil. La infiltración permite que el suelo almacene agua temporalmente, haciéndola disponible para el uso

- de las plantas y los organismos del suelo. ¿En qué unidades se expresa la infiltración?
- m^2/s .
 - cm/h .
 - kg/h .
 - m^3/s .
15. Para medir la permeabilidad del agua bajo condiciones saturadas, el flujo vertical de agua en una columna de suelo de longitud L y área de sección transversal A está dado por la ley de Darcy. ¿Qué término recibe la cantidad $(h_2 - h_1)/(z_2 - z_1)$?
- Gradiente hidrológico.
 - Gradiente hídrico.
 - Gradiente hidráulico.
 - Gradiente hidrostático.
16. El movimiento del agua en condiciones insaturadas es impulsado por las diferencias en el contenido de humedad y el potencial mátrico. La presión matricial también se denomina:
- Presión capilar.
 - Presión intersticial.
 - Presión hídrica.
 - Presión hidráulica.
17. El agua retenida en pequeños poros por encima de la zona saturada se denomina agua capilar. A medida que disminuye el tamaño de partícula, también se reduce el tamaño de los vacíos y aumenta la altura de ascenso capilar en el suelo:
- Verdadero.
 - Falso.

18. El ángulo de contacto (θ) se refiere al ángulo que forma la superficie de un líquido al entrar en contacto con un sólido. Si $\theta > 90^\circ$, se considera que el sólido es:
- Hidrófobo.
 - Hidrófilo.
 - Hidrólito.
 - Hidrófugo.
19. La temperatura es una propiedad esencial para muchos procesos y reacciones del suelo, determinada en gran medida por el flujo de calor. En los suelos, la tasa de intercambio de calor entre el suelo y la superficie del suelo *no* ocurre por:
- Difusión.
 - Convección.
 - Radiación.
 - Conducción.
20. La fase gaseosa del suelo generalmente está dominada por los principales constituyentes de la atmósfera. Los gases se difunden de la atmósfera al suelo y viceversa, por lo que la composición de ambos es generalmente similar. Los gases dentro del suelo se mueven principalmente por:
- Convección.
 - Difusión.
 - Radiación.
 - Conducción.

Referencias de la unidad 2

- Al-Kaisi, M. M., Lal, R., Olson, K. R. y Lowery, B. (2017). Fundamentals and Functions of Soil Environment. En M. M. Al-Kaisi y B. Lowery (Eds.), *Soil Health and Intensification of Agroecosystems* (pp. 1-23). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-805317-1.00001-4>
- Amador, C. y Martin de Juan, L. (2016). Strategies for Structured Particulate Systems Design. En *Computer Aided Chemical Engineering* (Vol. 39, pp. 509-579). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63683-6.00019-8>
- Assouline, S. y Or, D. (2014). The concept of field capacity revisited: Defining intrinsic static and dynamic criteria for soil internal drainage dynamics. *Water Resources Research*, 50(6), 4787-4802. <https://doi.org/10.1002/2014WR015475>
- Bouma, J. (2012). Hydopedology as a Powerful Tool for Environmental Policy and Regulations: Toward Sustainable Land Use, Management and Planning. En H. Lin (Ed.), *Hydopedology* (pp. 483-512). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386941-8.00015-0>
- Bowles, J.E. (1982). *Propiedades geofísicas de los suelos*. McGraw-Hill.
- Brutsaert, W. (1977). Vertical infiltration in dry soil. *Water Resources Research*, 13(2), 363-368. <https://doi.org/10.1029/WR013i002p00363>
- Coppola, L. (2018). The Role of the Coefficient of Permeability K. En L. Coppola (Ed.), *Hydrogeological Instability in Cohesive Soils* (pp. 191-224). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-74331-8_6
- De Oliveira, R. A., Ramos, M. M. y De Aquino, L. A. (2015). Irrigation Management. En F. Santos, A. Borém y C. Caldas (Eds.), *Sugarcane* (pp. 161-183). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-802239-9.00008-6>

- Elizbarashvili, E. Sh., Elizbarashvili, M. E., Maglakelidze, R. V., Sulkhanishvili, N. G. y Elizbarashvili, E. (2007). Specific features of soil temperature regimes in Georgia. *Eurasian Soil Science*, 40(7), 761-765. <https://doi.org/10.1134/S1064229307070083>
- Fick, A. (1855). Ueber Diffusion. *Annalen Der Physik Und Chemie*, 170(1), 59-86. <https://doi.org/10.1002/andp.18551700105>
- Fourier, J. (1822). *Théorie analytique de la chaleur*. Chez Firmin Didot.
- Green, W. H. y Ampt, G. (1911). Studies of Soil Physics, Part I – The Flow of Air and Water Through Soils. *Journal of Agricultural Science*, 4, 1-24.
- Horton, R. E. (1941). An Approach Toward a Physical Interpretation of Infiltration-Capacity. *Soil Science Society of America Journal*, 5(C), 399-417. <https://doi.org/10.2136/sssaj1941.036159950005000C0075x>
- Jury, W. A. y Horton. R. (2004). *Soil Physics* (6.^a ed.). John Wiley y Sons, Inc.
- Kaliakin, V. N. (2017). Example Problems Involving *In Situ* Stresses Under Hydrostatic Conditions. En V. Kaliakin (Ed.), *Soil Mechanics* (pp. 205-242). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-804491-9.00005-7>
- Kharaka, Y. K., Gunter, W. D., Aggarwal, P. K., Perkins, E. H. y DeBraul, J. D. (1988). *SOLMINEQ.88: A Computer Program for Geochemical Modeling of Water-Rock Interactions*. US Geological Survey. <https://pubs.usgs.gov/wri/1988/4227/report.pdf>
- Kirkham, D. y Powers, W. L. (1972). *Advanced Soil Physics*. Wiley-Interscience.
- Kulkarni, V. S. y Shaw, C. (2016). Surfactants, Lipids, and Surface Chemistry. En V. Kulkarni y C. Shaw (Eds.), *Essential Chemistry for Formulators of Semisolid and Liquid Dosages* (pp. 5-19). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-801024-2.00002-9>
- Lichtner, P. C. (1985). Continuum model for simultaneous chemical reactions and mass transport in hydrothermal systems.

- Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(3), 779-800. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90172-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90172-3)
- Maliva, R. G. (2020). Vadose Zone Hydrology Basics. En R. Maliva (Ed.), *Anthropogenic Aquifer Recharge* (pp. 43-62). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11084-0_3
- Nimmo, J. R. (2005). Unsaturated Zone Flow Processes. En *Encyclopedia of Hydrological Sciences* (pp. 2299-2322). John Wiley y Sons. <https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa161>
- Nwankwo, C. y Ogarue, D. (2012). An Investigation of Temperature Variation at Soil Depths in Parts of Southern Nigeria. *American Journal of Environmental Engineering*, 2(5), 142-147. <https://doi.org/10.5923/j.ajee.20120205.05>
- Oliver, S. A., Oliver, H. R., Wallace, J. S. y Roberts, A. M. (1987). Soil heat flux and temperature variation with vegetation, soil type and climate. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39(2-3), 257-269. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(87\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0168-1923(87)90042-6)
- Onwuka, B. y Mang, B. (2018). Effects of Soil Temperature on Some Soil Properties and Plant Growth. *Advances in Plants & Agriculture Research*, 8(1), 34-37. <https://doi.org/10.15406/apar.2018.08.00288>
- Pennell, K. D. (2016). Specific Surface Area. En *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (pp. 13-19). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09583-X>
- Pepper, I. L. y Brusseau, M. L. (2019). Physical-Chemical Characteristics of Soils and the Subsurface. En M. L. Brusseau, I. L. Pepper y C. P. Gerba (Eds.), *Environmental and Pollution Science* (3.^a ed., pp. 9-22). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814719-1.00002-1>
- Philip, J. R. (1957). The Theory of Infiltration: 4. Sorptivity and Algebraic Infiltration Equations. *Soil Science*, 84(3), 257-264. <https://doi.org/10.1097/00010694-195709000-00010>

- Phillips, F. M. y Castro, M. C. (2003). Groundwater Dating and Residence-time Measurements. En H. D. Holland y K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (Vol. 5, pp. 451-497). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05136-7>
- Sahai, N. y Sverjensky, D. A. (1998). GEOSURF: a computer program for modeling adsorption on mineral surfaces from aqueous solution. *Computers & Geosciences*, 24(9), 853-873. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(97\)00142-8](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(97)00142-8)
- Sauer, T. J. y Horton, R. (2005). Soil Heat Flux. En J. L. Hatfield y J. M. Baker (Eds.), *Micrometeorology in Agricultural Systems* (Vol. 47, pp. 131-154). American Society of Agronomy, Crop Science Society of America y Soil Science Society of America. <https://doi.org/10.2134/agronmonogr47.c7>
- Schaetzl, R. J. y Anderson, S. (2005a). Basic concepts: soil morphology. En *Soils: Genesis and Geomorphology* (pp. 9-31). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511815560.003>
- Schaetzl, R. J. y Anderson, S. (2005b). Basic concepts: soil physics. En *Soils: Genesis and Geomorphology* (pp. 82-92). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511815560.006>
- Selker, J. y Or, D. (2019). *Soil Hydrology and Biophysics*. Oregon State University. <https://doi.org/10.5399/osu/1142>
- Shang, J., Zhu, Q. y Zhang, W. (2018). Advancing Soil Physics for Securing Food, Water, Soil and Ecosystem Services. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 1-7. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.11.0207>
- Smagin, A. V. (2000). The gas function of soils. *Eurasian Soil Science*, 33, 1061-1071.
- Smagin, A. V. (2009). Soil phases: the gaseous phase. En R. Scalenghe (Autor) y G. Certini (Ed.), *Soils: Basic Concepts and Future Challenges* (pp. 75-90). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535802.007>

- Sumner, M. E. y Naidu, R. (1998). *Sodic Soil: Distribution, Management and Environmental Consequences*. Oxford University Press.
- Taylor, D. W. (1948). *Fundamentals of Soil Mechanics*. John Wiley & Sons. [https://edisciplinas.usp.br/pluginfile.php/5321617/mod_resource/content/1/Taylor-1948-Fundamentals of Soil Mechanics.pdf](https://edisciplinas.usp.br/pluginfile.php/5321617/mod_resource/content/1/Taylor-1948-Fundamentals_of_Soil_Mechanics.pdf)
- Terzagui, K. y Peck, R. B. (1967). *Soil Mechanics in Engineering Practice* (2.^a ed.). Wiley.
- Tournassat, C., Bourg, I. C., Steefel, C. I. y Bergaya, F. (2015). Surface Properties of Clay Minerals. En *Developments in Clay Science* (Vol. 6, pp. 5-31). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100027-4.00001-2>
- USDA. (2001). *Soil Quality Test Kit Guide*. Natural Resources Conservation Service.
- USDA. (2014). *Soil Infiltration*. Natural Resources Conservation Service.
- Young, T. (1805). An essay on the cohesion of fluids. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 95, 65-87. <https://doi.org/10.1098/rstl.1805.0005>

Portales sugeridos

- Centro Internacional de Referencia e Información de Suelos (ISRIC). (2022). *Soil Grids*. <https://soilgrids.org/>
- Centro Europeo de Datos del Suelo (ESDAC). (2022). *Soil Data & Soil Knowledge*. <https://esdac.jrc.ec.europa.eu/>
- Comisión Europea. (2022). *Atlas mundial de desertificación*. <https://wad.jrc.ec.europa.eu/>

- Consorcio Internacional de Modelado de Suelos (ISMC). (2022). *Meta-Data Portal*. <https://soil-modeling.org/resources-links/data-portal>
- Convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación (UNCCD). (2022). <https://www.unccd.int/>
- Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO). (2013). *Portal de Suelos*. <https://www.fao.org/soils-portal/es/>
- Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO). (2022). *Alianza Mundial por el Suelo*. <https://www.fao.org/global-soil-partnership/es/>
- Panorama Mundial de Enfoques y Tecnologías de Conservación (WOCAT). (2022). *WOCAT SLM Database*. <https://qcat.wocat.net/en/wocat/>
- Universidad de Granada. (2022). *Edafología*. <http://edafologia.ugr.es/>
- Universidad Nacional de Tucumán. (2008). *Edafología*. <https://www.edafologia.org/>

Videos sugeridos

- Agrocultivos TV. (2020a). *Color del suelo y tabla Munsell (propiedades físicas del suelo)* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=bOkMMAVjq3g>
- Agrocultivos TV. (2020b). *Consistencia del suelo y cómo se determina en campo (propiedades físicas del suelo)* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=s3g0TKvS3-s>
- Agrocultivos TV. (2020c). *Densidad aparente, porosidad y capacidad de retención de agua (propiedades físicas del*

- suelo) [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=hxa033a2Kdo>
- Agrocultivos TV. (2020d). *Textura del suelo y cómo se determina en campo (propiedades físicas del suelo)* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=x66Y2OuJgl4&t=129s>
 - Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA). (2014). *How to Differentiate and Identify Soil Horizons in the Field* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=ZlyDyQT6WE>
 - Gembloux Agro-Bio Tech. (2014). *Water Movement in the Soil* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=ego2FkuQwxc>
 - Instituto Nacional de Innovación Agraria (INIA). (2021). *Densidad aparente del suelo, método del cilindro de volumen conocido* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=IPDAnCvVi2s>
 - Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO). (2017). *Carbono orgánico del suelo: el tesoro bajo nuestros pies* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=Ymy0IO7nizw>
 - Purdue Extension. (2017a). *Soil Basics: Capillary Rise* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=5waNTa2b-yg>
 - Purdue Extension. (2017b). *Soil Basics: Formation* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=YluGJhFSHgA>
 - Purdue Extension. (2017c). *Soil Basics: Structure* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=nkw07WdRXoc>

- Tktungning, T. (2021). *Soil Texture Determination Practical Experiment* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=hWIC3oSRYRI>
- Universidad de Maryland. (2020). *In the Soil Pit - 1 with Professor Ray Weil: Soil Horizons* [Video]. YouTube. https://www.youtube.com/watch?v=UrPl_Vn8xgE

Textos sugeridos

- Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA). (2014). *Claves para la Taxonomía de Suelos* (14.^a ed). <https://www.nrcs.usda.gov/sites/default/files/2022-10/Spanish-Keys-to-Soil-Taxonomy.pdf>
- Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA). (2015). *Illustrated Guide to Soil Taxonomy* (V. 2.0). https://www.nrcs.usda.gov/sites/default/files/2022-06/Illustrated_Guide_to_Soil_Taxonomy.pdf
- Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO). (2009). *Guía para la descripción de suelos*. <https://www.fao.org/3/a0541s/A0541S.pdf>
- Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO), Panel Técnico Intergubernamental de Suelos (ITPS), Iniciativa Global sobre Biodiversidad del Suelo (GSBI), Convenio sobre la Diversidad Biológica (CBD) y Comisión Europea (EC). (2020). *State of knowledge of soil biodiversity – Status, challenges and potentialities*. <https://doi.org/10.4060/cb1928en>
- Selker, J. y Or, D. (2019). *Soil Hydrology and Biophysics*. <https://doi.org/10.5399/osu/1142>