

SUELO, SOPORTE DE LA ALIMENTACIÓN

El alimento fundamental para el reino animal se obtiene de las plantas, que constituyen el reino vegetal. Por medio de la fotosíntesis, cuya energía proviene del Sol, la población de plantas verdes proporciona el alimento que sostiene la vida en la Tierra. Nosotros podemos alimentarnos de plantas o animales, y estos últimos a su vez se nutren de plantas. Para que las plantas puedan crecer se requiere de una temperatura adecuada, nutrientes, aire, agua y estar libres de enfermedades, plagas y pestes.

La productividad agrícola de los últimos 30 años ha descansado en los *productos agroquímicos*, para ayudar a la naturaleza proporcionando a las plantas los nutrientes adecuados y librarlos de enfermedades. Sin embargo, la utilización de productos agroquímicos implica riesgos al ambiente y a la salud humana; por tanto, es importante medir los riesgos contra los beneficios en el uso de estos productos químicos.

¿Qué es el suelo?

El material que forma el suelo o tierra es una mezcla compleja de partículas minerales provenientes de la erosión de las rocas, nutrientes minerales, materia orgánica en descomposición, agua, aire y miles de millones de organismos vivos, la mayoría de ellos descomponedores microscópicos (*figura en la siguiente transparencia*).

Aunque este suelo o tierra es un recurso potencialmente renovable, *se regenera muy lentamente*, como resultado del desgaste de las rocas originado por el tiempo, el depósito de sedimentos, la erosión y la descomposición de la materia de organismos muertos.

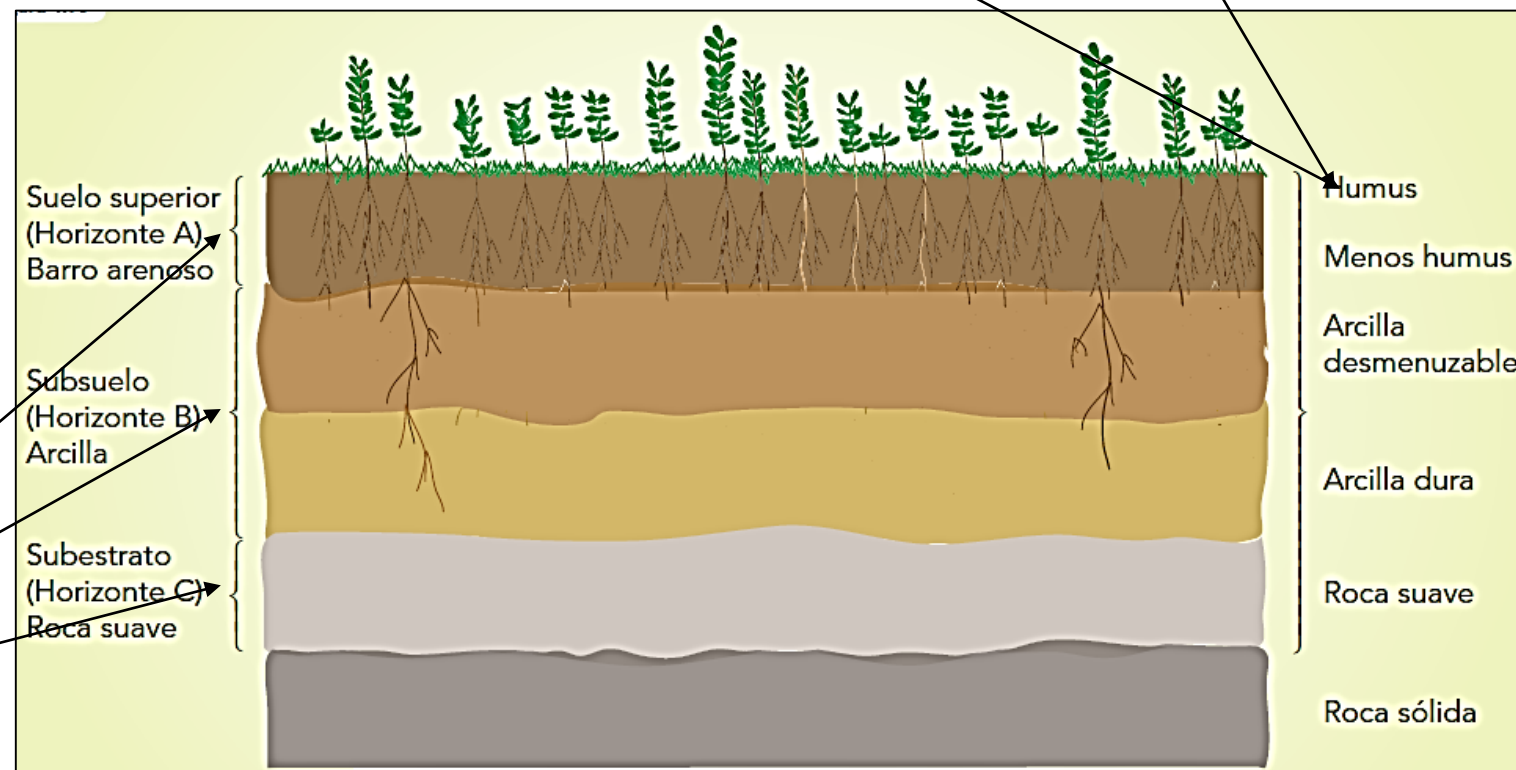
El humus, material orgánico descompuesto de color oscuro, es muy importante para la estructura de una buena tierra. Como una fuente de nutrientes para las plantas, el humus es casi como una cápsula de tiempo que desprende lentamente su contenido.

El humus es un componente importante del suelo y se debe mantener en el terreno. Se puede añadir *humus* como musgo, o bien fertilizantes orgánicos. Aunque el mejor agente para la formación del humus y el crecimiento de las plantas son los desechos que la misma planta devuelve al terreno.

Se puede generar humus plantando tréboles y arándolos al máximo crecimiento. También la **composta** utilizada como abono es una forma de mantener o agregar **humus** para hacer un terreno productivo. La composta es además, es fuente de nutrientes para las plantas, el humus ayuda a mantener la estructura del terreno, agrega cierta desintegración o desmoronamiento a la tierra, facilitando el flujo del agua del terreno a las raíces (de lluvia y la almacenada en el subsuelo que asciende a las raíces por capilaridad). Un terreno rico en **humus** puede contener hasta 5% de materia orgánica.

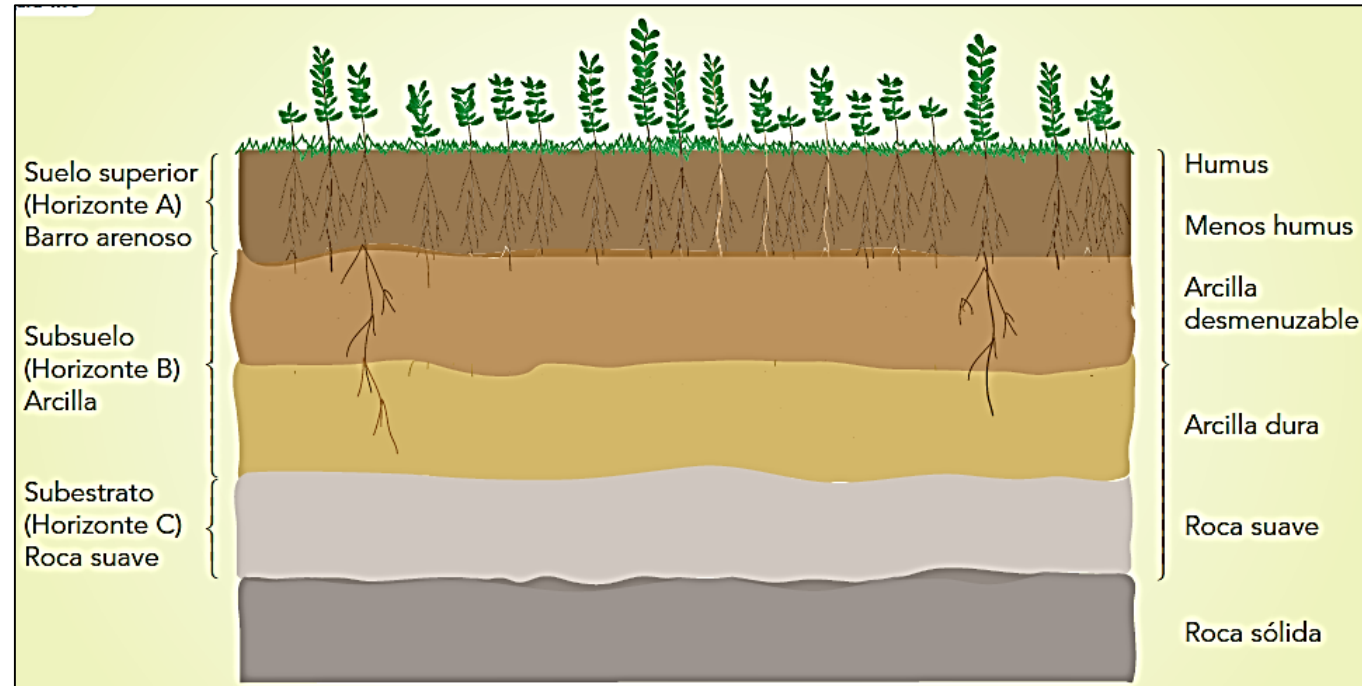
El suelo presenta una estructura secuencial, debido fundamentalmente a la infiltración del agua y a la actividad orgánica que se desarrolla en el mismo.

Pueden observarse distintas capas u horizontes según la profundidad, que tienen distintas propiedades físicas y químicas en función del proceso de formación del mismo. **Básicamente, pueden distinguirse tres capas:**



En la parte superior del suelo (**horizonte A**) es donde se ubica o reside la mayoría de los seres vivos del suelo y el humus de los organismos muertos. El espesor de la parte superior es de algunos centímetros, sin embargo, hay lugares donde los espesores pueden ser hasta de un metro.

En la parte superior (**Horizonte A**), es donde ocurre abundante lixiviación de algunos de sus componentes, integrado por partículas de minerales (materiales silícicos) además de materia orgánica procedente de organismos vivos.

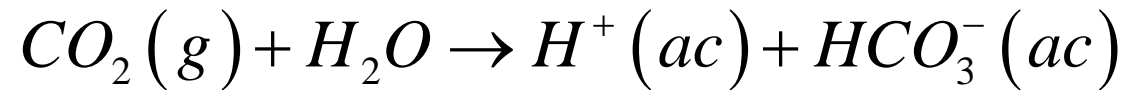


Debido a que un terreno superior saludable posee abundantes formas de vida, debe tener un suministro suficiente de oxígeno. El terreno que soporta el crecimiento vegetativo y que sirve como anfitrión de insectos, lombrices y microbios, es por esta razón poroso; es probable que ese terreno tenga 25% de su volumen ocupado por aire.

La capacidad del terreno para mantener aire depende del tamaño de partícula del terreno, que a su vez está en función de la compactación de las partículas y de integrar o no una masa sólida. Los grupos de tamaño de partícula en los terrenos se conocen como *agregados*, y varían desde caolines (los más finos) hasta el cieno o limo, y arena para grava (los más gruesos).

El tamaño de partícula del caolín es de 0.005 mm o menos. Las partículas pequeñas de caolín se depositan juntas, muy compactadas, por lo que eliminan todo el aire esencial y soportan poca o ninguna vida. Un horizonte característico está compuesto de varios agregados. Por ejemplo, una arcilla o barro es una tierra que consiste de una mezcla disgregable de proporciones variables de barro, arena y materia orgánica; por tanto, una arcilla tiene alto contenido de aire.

El aire en el terreno tiene una composición diferente al del aire que respiramos. El aire seco normal a nivel del mar contiene cerca de 21% de oxígeno (O_2) y 0.03% de dióxido de carbono (CO_2). En el terreno, el porcentaje de O_2 puede caer hasta 15%, y el porcentaje de CO_2 puede subir hasta 5%. Estos porcentajes se deben a la oxidación parcial del material orgánico en un espacio cerrado, al reaccionar el C del material orgánico con el O_2 para formar CO_2 . Esta cantidad mayor de CO_2 tiende a formar agua ácida subterránea e impartir acidez al terreno, el cual se describe entonces como *agri*, debido a la presencia de soluciones ácidas acuosas:

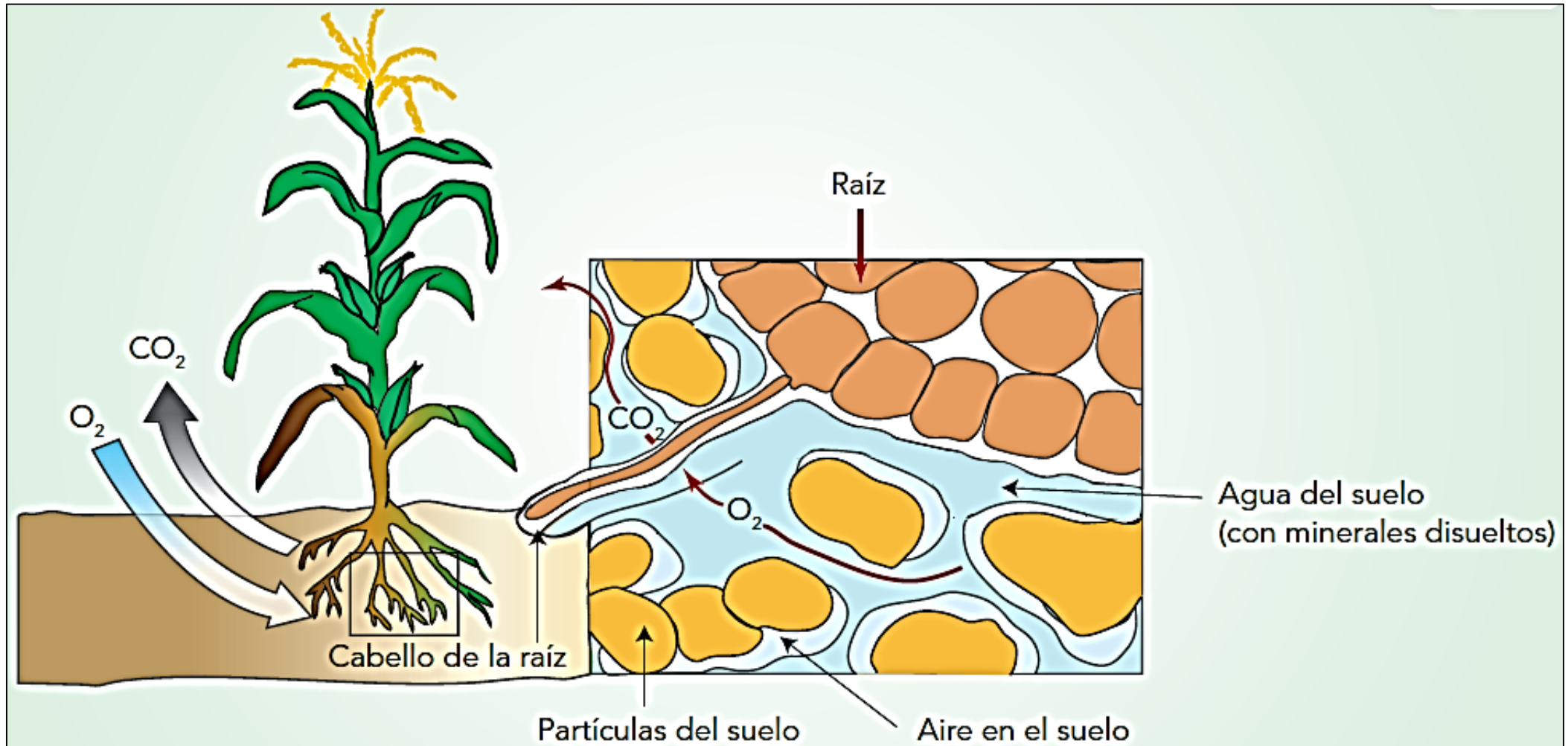


Para disminuir o eliminar esta acidez se agrega piedra caliza (carbonato de calcio, $CaCO_3$) molida al terreno, que se combina con los iones hidrógeno para formar iones bicarbonato, elevándose el pH:



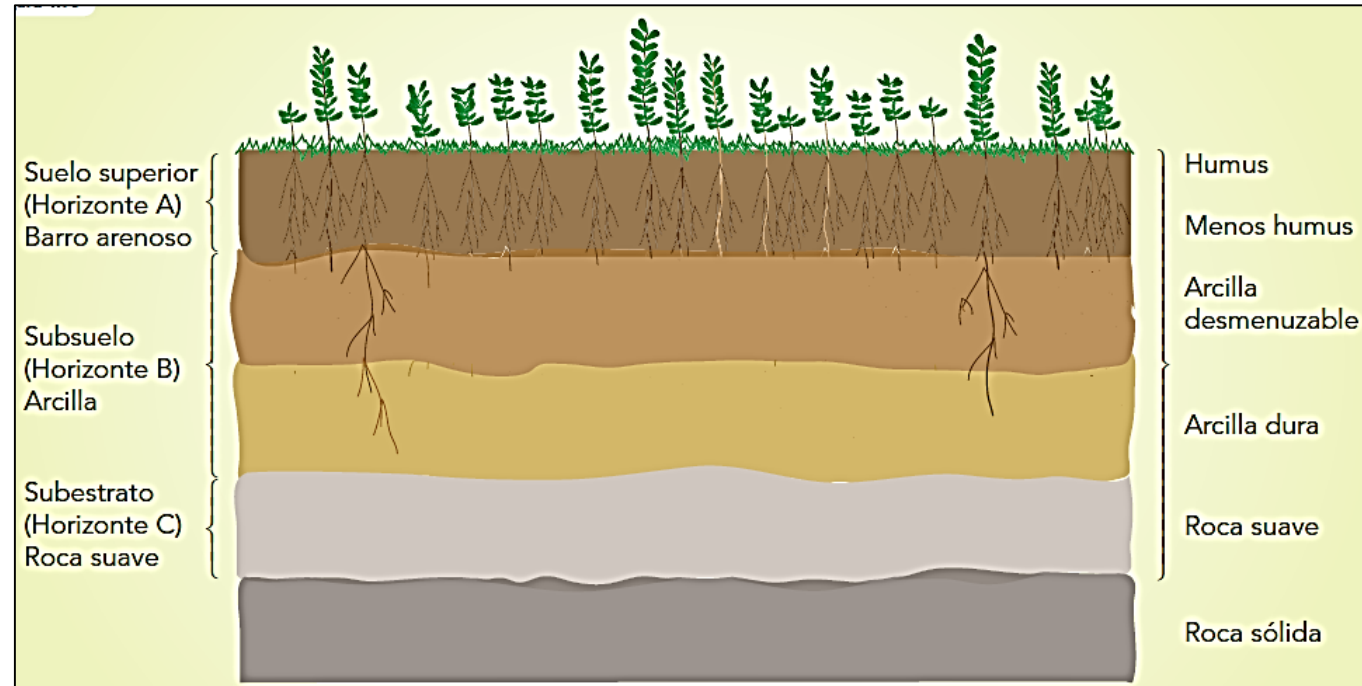
Si se agrega piedra caliza en exceso para neutralizar el ácido del terreno y dejar un remanente de piedra caliza, el pH llega a ser alcalino (básico), y en este caso se le llama terreno dulce.

De la misma importancia que el oxígeno presente en el terreno es la cantidad de agua en el mismo. El agua puede mantenerse en el terreno de tres maneras: puede ser absorbida dentro de la estructura de las partículas del material de la planta, puede ser adsorbida sobre la superficie de las partículas del terreno y puede ocupar los poros ordinariamente llenos de aire (*Figura siguiente transparencia*)



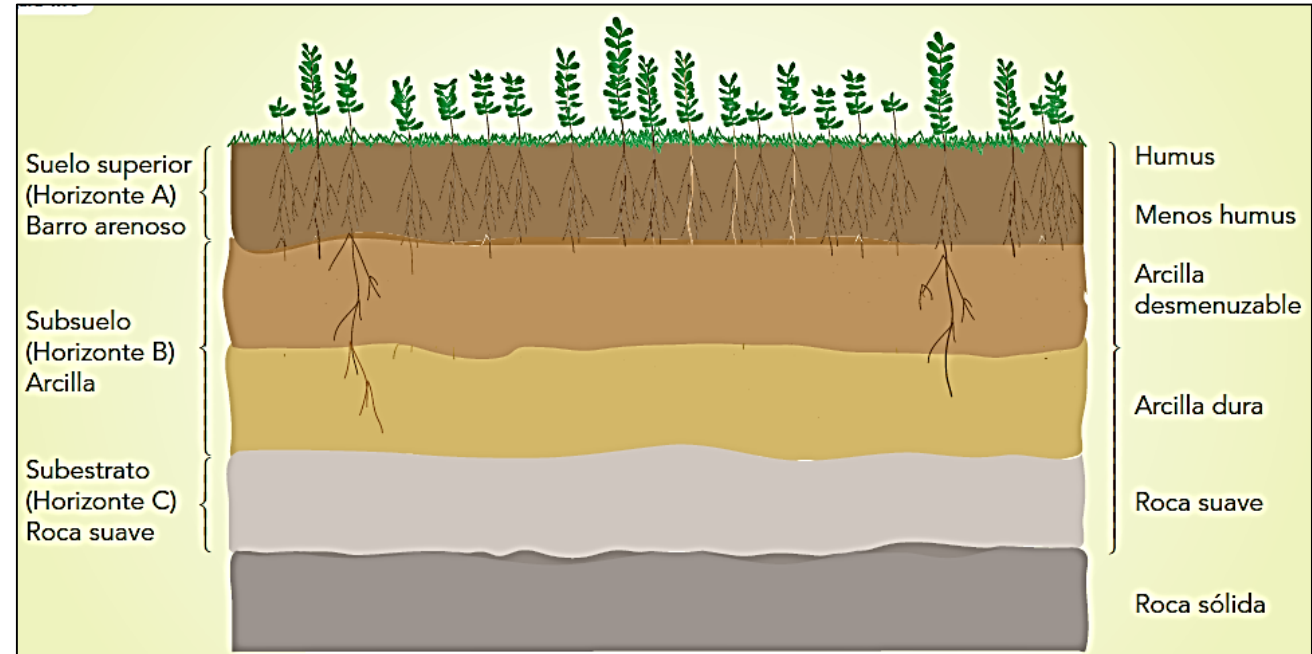
En la capa siguiente inferior (**Horizonte B**), se acumulan productos de lixiviación procedentes de la capa anterior. Aquí ocurre la oxidación de la materia orgánica y están presentes óxidos de Fe (III) y minerales arcillosos de estructuras laminares.

El esta capa (**horizonte B**) puede ser hasta de varios decímetros de espesor, contiene los materiales inorgánicos provenientes de la degradación de las rocas, así como material orgánico, sales y partículas de arcilla que fueron transportadas por el agua hacia abajo desde la parte superior



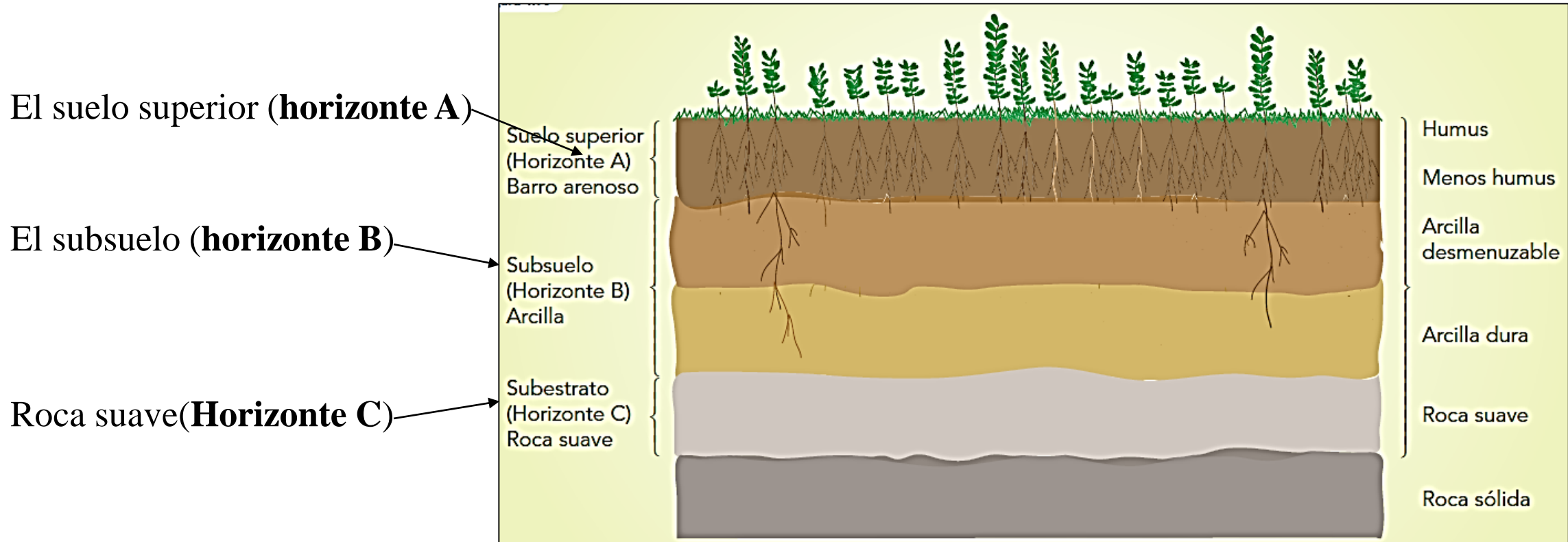
En la capa más profunda (**Horizonte C**), la lixiviación es escasa, los materiales existentes son mas consistentes y poco fragmentados. Al aumentar la profundidad, disminuye el oxígeno presente (alejado de la atmosfera y el poco disponible es consumido por oxidación de la materia orgánica y formación de óxidos) y acompañado por un aumento de concentración de CO₂.

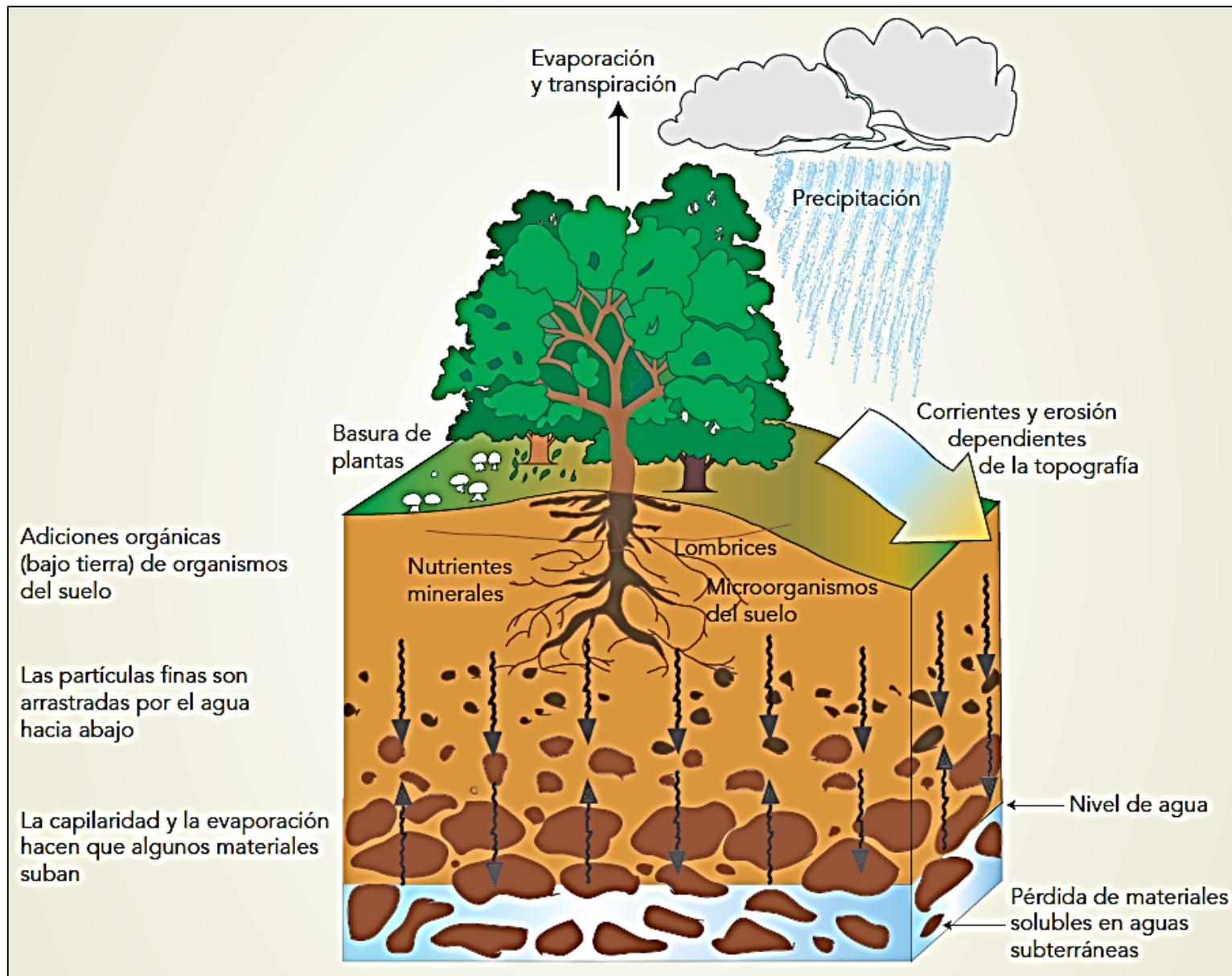
El agua circula en cuatro formas: las plantas **transpiran** agua mientras llevan a cabo sus procesos vitales; las superficies de los terrenos la **evaporan**; el agua es transportada hacia el exterior, en los productos de las plantas, y el agua se mueve a través del subsuelo y las formaciones rocosas internas (**Horizonte C**) en un proceso conocido como **filtración**. Los terrenos con buena filtración en el **flujo natural** del agua la drenan de todo el terreno, excepto la de pequeños poros



PERFIL DEL TERRENO

Las capas que existen en el terreno se conocen como horizontes (figura inferior).





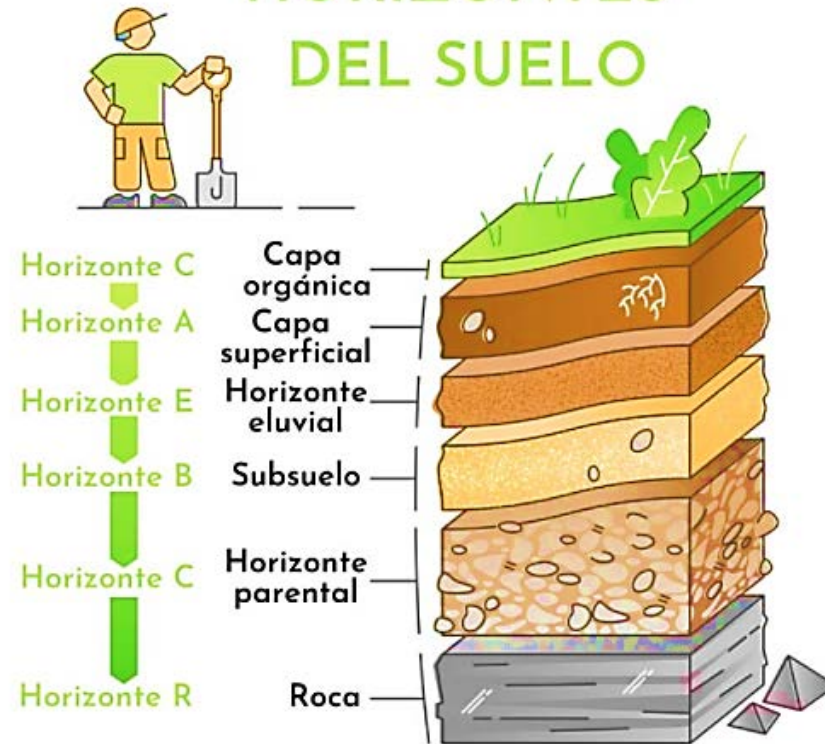
Formación del suelo. El clima (sol, lluvia, vientos, etcétera), las plantas y su basura, los gusanos y otros organismos, así como la topografía, interaccionan para formar el suelo.

Aunque en general el suelo se divide en cuatro capas. Existen clasificaciones adicionales o alternativas que dividen al suelo en un numero mayor de capas, aquí tenemos algunos ejemplos

Estratos u horizontes del suelo:



HORIZONTES DEL SUELO



Aunque en general el suelo se divide en cuatro capas. Existen clasificaciones adicionales o alternativas que dividen al suelo en un número mayor de capas, aquí tenemos algunos ejemplos



• **Horizonte O:** "Capa superficial del horizonte A"

• **Horizonte A, o zona de lavado vertical:** Es el más superficial y en él enraíza la vegetación herbácea. Su color es generalmente oscuro por la abundancia de materia orgánica descompuesta o humus elaborado, determinando el paso del agua arrastrándola hacia abajo, de fragmentos de tamaño fino y de compuestos solubles.

• **Horizonte B o zona de Precipitado:** Carece prácticamente de humus, por lo que su color es más claro (pardo o rojo), en él se depositan los materiales arrastrados desde arriba, principalmente, materiales arcillosos, óxidos e hidróxidos metálicos, etc., situándose en este nivel los encostramientos calcáreos áridos y las corazas lateríticas tropicales.

• **Horizonte C o subsuelo:** Está constituido por la parte más alta del material rocoso in situ, sobre el que se apoya el suelo, más o menos fragmentado por la alteración mecánica y la química (la alteración química es casi inexistente ya que en las primeras etapas de formación de un suelo no suele existir colonización orgánica), pero en él aún puede reconocerse las características originales del mismo.

• **Horizonte D, horizonte R,** roca madre o material rocoso: es el material rocoso subyacente que no ha sufrido ninguna alteración química o física significativa. Algunos distinguen entre D, cuando el suelo es autóctono y el horizonte representa a la roca madre, y R, cuando el suelo es alóctono y la roca representa sólo una base física sin una relación especial con la composición mineral del suelo que tiene encima.

La filtración de un terreno depende del tamaño de partícula del terreno y de la composición química de éste. Debido a su pequeño tamaño de partícula, los caolines, y en un menor grado el cieno, tienden a compactarse juntos en una masa impermeable con poca o ninguna filtración. Desde luego, a través de la arena, grava y entre las rocas, el agua pasa fácilmente.

Los suelos inundados en agua que no filtran soportan pocas cosechas por la falta de aire y oxígeno. El arroz es una excepción importante. Un aspecto negativo del flujo masivo de agua a través de la tierra es el *efecto de lixiviación*. El agua, por ser el solvente universal, disuelve o lixivia muchos de los productos químicos necesarios para hacer la tierra productiva. Si el material lixiviado no se recupera, la tierra llega a ser gradualmente improductiva.

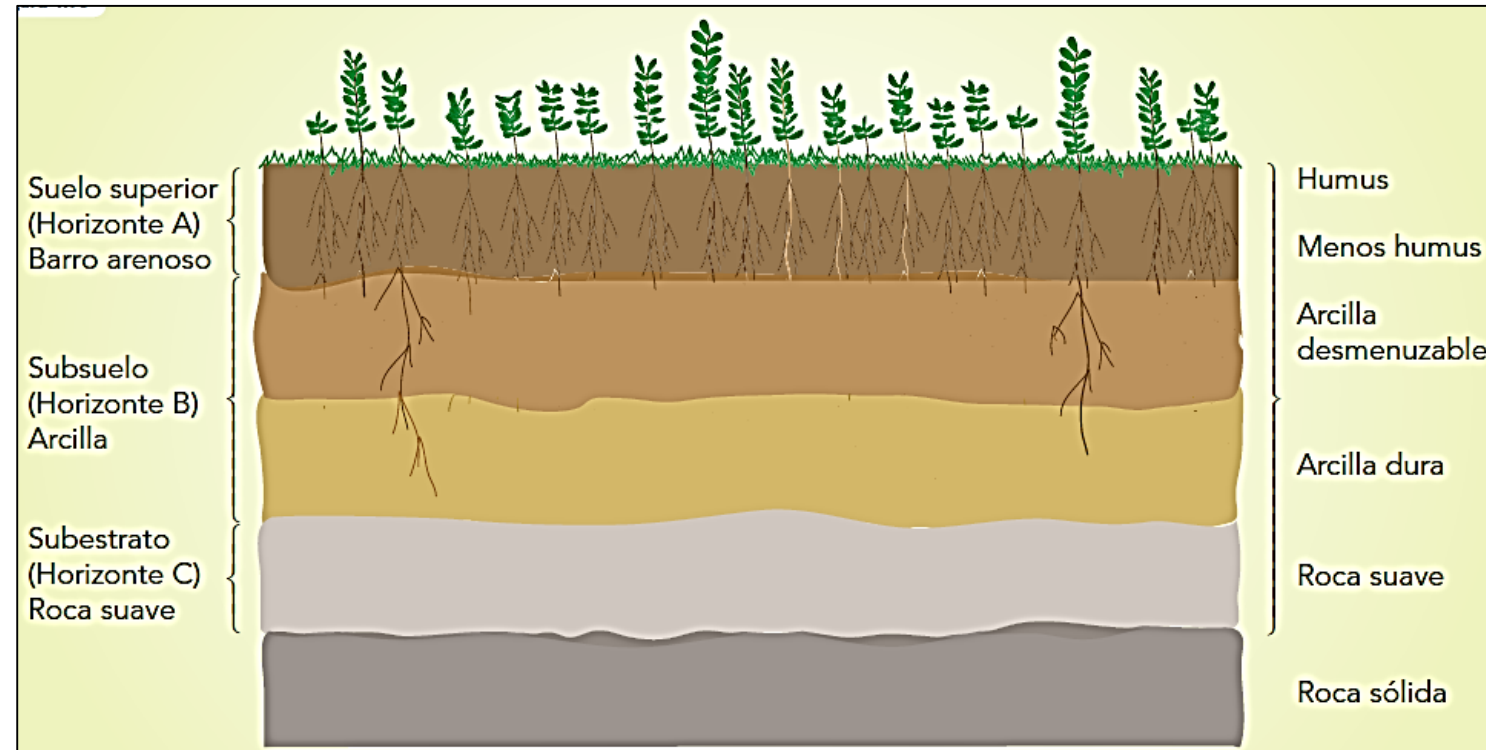
El suelo, junto con el aire y el agua, son los soportes sobre los que se asientan todos los fenómenos vitales que se desarrollan en nuestro planeta.

La formación del suelo es el resultado de una serie de procesos físicos, químicos y biológicos sobre el medio rocoso original.

Es la parte más superficial de la litosfera y está constituido por una mezcla de partículas minerales, materia orgánica, aire y una disolución acuosa que rodea las partículas edáficas.

La composición media del suelo, en porcentaje en volumen, es la siguiente: **50% de materia sólida, 20-30% de disolución acuosa y 20-30% de aire edáfico.**

COMPOSICIÓN Y ESTRUCTURA DEL SUELO



50% de materia sólida, 20-30% de disolución acuosa y 20-30% de aire edáfico.

La disolución acuosa del suelo ocurre entre litosfera y organismos vivos, fundamental para el equilibrio químico y biológico, por contener los solutos necesarios para el desarrollo de la vegetación existente en el mismo.

La presencia de iones en la disolución acuosa del suelo se debe a los siguientes factores: lluvia, descomposición de la materia orgánica, meteorización mineral y procesos de intercambio iónico, que ocurren entre la disolución del suelo y las partículas coloidales.

El tipo de iones presentes y su concentración depende, del tipo de suelo y de la época del año. En su mayoría son iones de Cl^- , SO_4^{2-} y Ca^{2+} , en menor cantidad Mg^{2+} , $\text{H}_3\text{SiO}_4^{2-}$, K^+ , Na^+ y Mn^{2+} , y como iones menores pueden estar presentes Al^{3+} , Fe^{3+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} , H_2PO_4^- , etc.

La composición química de la **disolución acuosa** del suelo es variable y depende del equilibrio químico entre la **disolución**, aire edáfico y fase sólida del suelo. El aire edáfico recibe CO_2 atmosférico y el que se produce por oxidación de la materia orgánica, el cual, a través de equilibrios ácido-base, da origen a iones carbonato y bicarbonato (CO_3^{2-} , HCO_3^-).

El aire edáfico es también responsable de disolver un ligero porcentaje de oxígeno molecular, determinante en procesos de oxidación de la materia orgánica y de especies inorgánicas.

Las especies disueltas presentes en concentraciones relativamente elevadas corresponden a iones inorgánicos, sobre todo a iones de elementos de los extremos de la tabla periódica (iones alcalinos y alcalinotérreos y aniones haluro, nitrato, sulfato, etc.). En la tabla adjunta se muestran las especies iónicas típicas producto de disolución del suelo.

Clasificación	Iones	Relevancia
Intercambiables	Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, etc.	Son los más abundantes (concentración de varios mg L^{-1}). Están sujetos a procesos de intercambio. Algunos son nutrientes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+), otros son preponderantes en suelos alcalinos (Na^+) y otros en suelos ácidos ($\text{Al}(\text{OH})_2^+$).
Cationes de metales de transición	Mn^{2+} , Cu^{2+} , $\text{Fe}(\text{II,III})$, Zn^{2+} , etc.	Presentes en concentraciones bajas (décimas o milésimas de mg L^{-1}), forman hidróxidos insolubles. Forman complejos con los ácidos húmicos y fúlvicos.
Iones tóxicos	Al^{3+} , Cd^{2+} , Pb^{2+} , Hg^{2+} , Be^{2+} , CrO_4^{2-} , AsO_4^{3-} , etc.	Iones de origen natural y antropogénico. El Al^{3+} , presente en suelos ácidos, es fitotóxico.
Aniones solubles	Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , etc.	Presentes en concentraciones de algunos mg L^{-1} . Son especies muy lixiviables; y algunos de ellos, como el Cl^- y el HCO_3^- , son abundantes en suelos salinos.
Aniones poco solubles	H_3SiO_4^- , HPO_4^{2-} , H_2PO_4^- , H_2BO_3^- , etc.	Presentes en concentraciones de sólo algunas milésimas de mg L^{-1} , el elemento central está rodeado de varios átomos de oxígeno: forman sales insolubles con diversos cationes.

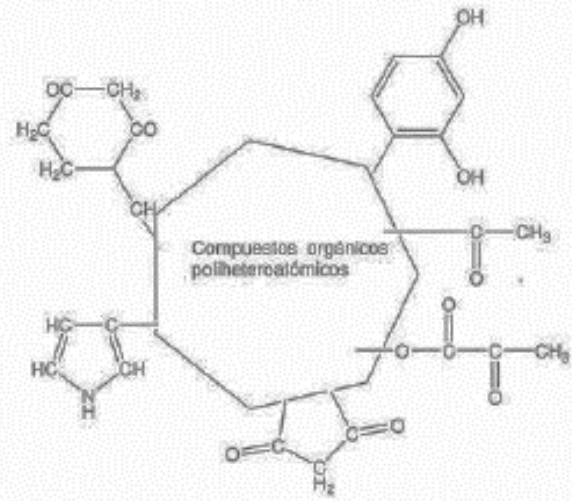
Además de especies inorgánicas solubles, la disolución del suelo produce compuestos orgánicos solubles, producto de la degradación de materia orgánica, como los *ácidos y iones fúlvicos*, procesos metabólicos y ácidos carboxílicos de cadena corta (ácidos oxálico, maleico, etc.). Por otra parte, la percolación de la disolución del suelo incorpora partículas sólidas, tanto inorgánicas pertenecientes a la fracción arcillosa como orgánicas de material húmico, partículas de tamaño muy pequeño que se mantienen en suspensión formando sistemas coloidales.

En los reservorios hídricos alimentados en parte por la percolación de la disolución del suelo, se encuentran partículas sólidas de distinta naturaleza, que se mantienen en suspensión de forma estable. Estas partículas se originan en los procesos de erosión y transporte de partículas del suelo, en la degradación de los residuos de materia vegetal, en los procesos microbiológicos y metabólicos de los organismos vivos, etc.

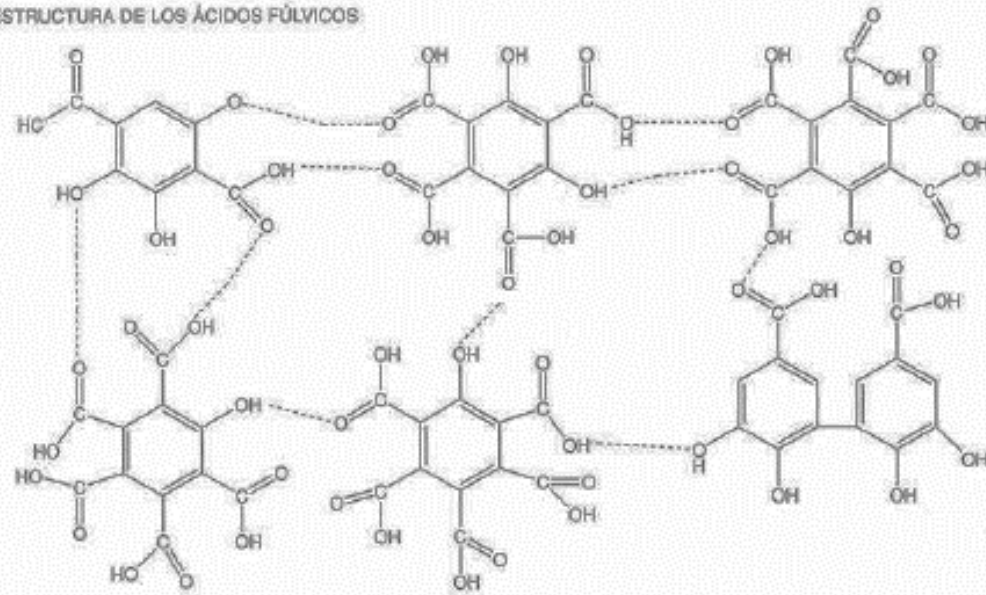
La fracción más abundante de material particulado es la que procede de la erosión y transporte del suelo y de la resuspensión de material de sedimentos. Se pueden distinguir las partículas de mayor tamaño (superior a 10^{-5} m), correspondiente a la fracción arenosa del suelo (ortosilicatos) fácilmente sedimentable, de las partículas coloidales (de tamaño comprendido entre 10^{-9} y 10^{-5} m) formadas por material arcilloso (silicatos laminares y óxidos metálicos) y calcáreo (ver figura en transparencia siguiente).

Además hay material orgánico *coloidal*, como es el caso *de ácidos húmicos, fúlvicos* e hidrofílicos. A los componentes de la fracción arcillosa y al material húmico coloidal se les denomina coloides del suelo, puesto que el medio edáfico es el origen de dicho material.

a) ESTRUCTURA DE LOS ÁCIDOS HÚMICOS:



b) ESTRUCTURA DE LOS ÁCIDOS FÚLVICOS:



50% de materia sólida, 20-30% de disolución acuosa y 20-30% de aire edáfico.

La fase sólida del suelo representa aproximadamente la mitad de la composición total del suelo y está constituida en un 45% por una fracción inorgánica y en un 5% por una fracción orgánica.

En la *fracción inorgánica* se encuentran partículas minerales de distintos tamaños y que, de mayor a menor, se denominan: gravas (>2 mm), arenas (0.05-2 mm), limos (2-50 mm) y arcillas (<2 mm).

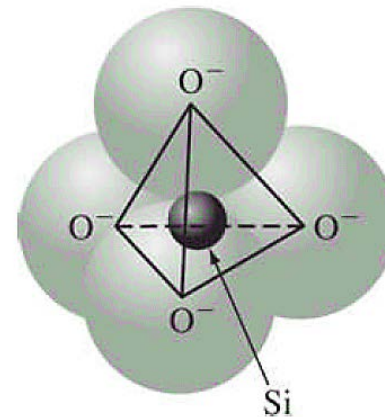
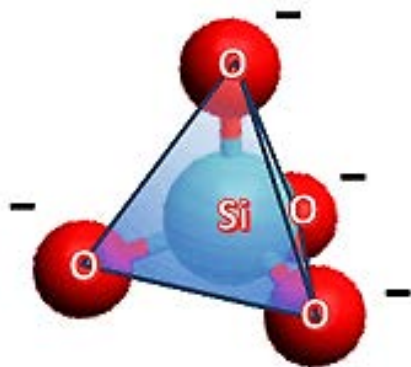
El tamaño de las partículas del suelo determinan su textura y aporta información sobre su porosidad o espacios huecos por unidad de volumen por donde puede circular aire y el medio acuoso edáfico.

El tamaño de los poros, determina la permeabilidad del suelo, la velocidad con que el aire y el agua se mueven través del mismo, desde las capas superficiales a profundas. Todos estos factores definen la capacidad de un suelo para retener agua, para airearse y para poder ser cultivado.

50% de materia sólida, 20-30% de disolución acuosa y 20-30% de aire edáfico.

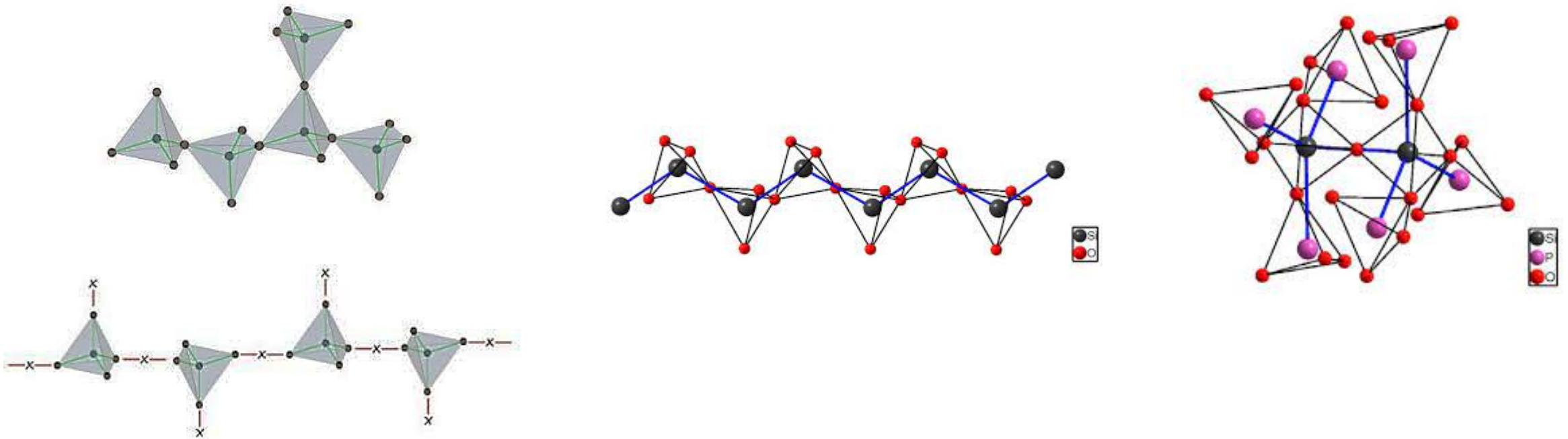
La fracción inorgánica del suelo está compuesta por minerales primarios y secundarios. Los primarios de origen ígneo y metamórfico formados a altas temperaturas como: cuarzo, feldespatos, micas, etc. Los minerales secundarios son los formados por reacciones a bajas temperaturas (**precipitación química**) produciendo rocas sedimentarias o por intemperismo o meteorización de minerales primarios.

Aunque la composición química de la fracción inorgánica de los suelos es variable, en su mayoría son todas minerales silicatados. La estructura básica de los silicatos es (SiO_4) , con estructura tetraédrica, donde un átomo de silicio es rodeado por cuatro átomos de oxígeno en los vértices de un tetraedro.



50% de materia sólida, 20-30% de disolución acuosa y 20-30% de aire edáfico.

Esta unidad básica $(\text{SiO}_4)^{4-}$ puede estar aislada o unida a otros tetraedros, formando estructuras o redes tridimensionales, donde los átomos de oxígeno están unidos a otros átomos de silicio, de forma sucesiva, y en las que se comparte uno o más de los átomos de oxígeno del tetraedro. El resultado de estas uniones es que se encuentran en el suelo silicatos con estructuras y propiedades muy distintas, como puede apreciarse en el siguiente esquema, en el que se representan algunas de las posibles estructuras.



Nombre del gran grupo de silicato	Nº de oxígenos compartidos por cada tetraedro	Tipo de agrupamiento de los tetraedros	Fórmula general	Minerales representativos
NESOSILICATOS	0	aislados	$[\text{SiO}_4]^{4-}$	Olivino, circón y granates
SOROSILICATOS	1	parejas	$[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$	Epidota
CICLOSILICATOS	2	anillos de 3,4 ó 6	$[\text{Si}_n\text{O}_{3n}]^{2n-}$	Turmalina y berilo
INOSILICATOS	2	cadenas	$[\text{Si}_2\text{O}_6]_n^{4n-}$	Piroxenos
	3		$[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_n^{6n-}$	Anfiboles
FILOSILICATOS	3	planos	$[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_n^{4n-}$	Micas, caolinita, clorita, esmectita, montmorillonita, vermiculita...
TECTOSILICATOS	4	tridimensional	SiO_2	Feldespatos (K = ortoclasa y NaCa = plagioclasas)

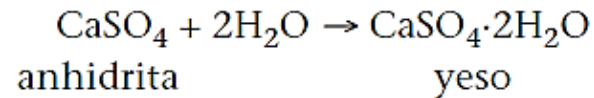
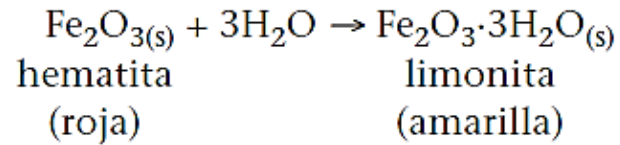
En algunas redes silicatadas, ciertos los lugares están ocupados por iones aluminio, dando lugar a los aluminosilicatos; la carga negativa de estas redes se neutraliza con la presencia de otros cationes metálicos, tales como Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} y Fe^{2+} , incluso H^+ , produciendo distintos minerales. Un grupo importante son los filosilicatos ($\text{Si}_2\text{O}_5^{2-}$), que son los denominados silicatos en hojas o laminas (micas) que participan de forma muy activa en muchos procesos físico-químicos.



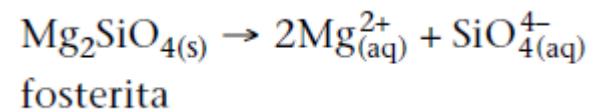
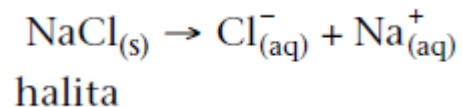
Meteorización química. Minerales secundarios

La desintegración por acción mecánica de la roca original produce fragmentos pequeños, con área superficial relativamente grande. Lo que propicia la superficie de los fragmentos ocurran procesos químicos que transforman a los minerales primarios de la roca, en minerales secundarios con propiedades físicas y químicas diferentes

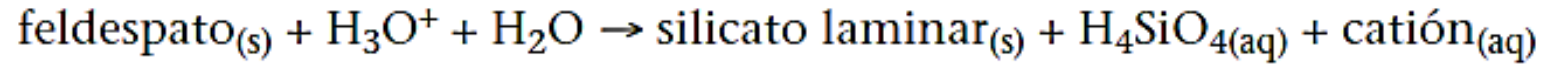
Entre los agentes de meteorización química se encuentran: agua, dióxido de carbono, oxígeno molecular y ciertos compuestos orgánicos naturales complejantes. El agua, el agente de meteorización más importante, propicia la hidratación de minerales, es decir, la incorporación de moléculas de agua en la estructura del mineral, y origina cambios químicos relevantes, sobre todo en lo que concierne a la solubilidad. Estos procesos de hidratación ocurren, por ejemplo, en óxidos de hierro o sulfatos de calcio:



Por el poder disolvente del agua, la meteorización por disolución es muy importante. La disolución puede ser congruente e incongruente. La disolución congruente dar lugar a productos todos ellos solubles. Este es el caso de sales inorgánicas como la halita o de cualquier silicato que se disuelva en los iones que lo componen:

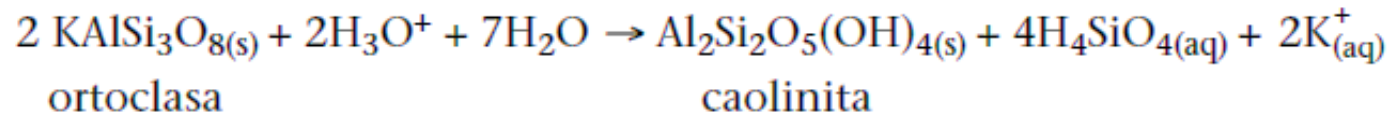


En la disolución incongruente, el agua actúa como reactivo en reacciones de hidrólisis que producen componentes insolubles, químicamente muy distintos al compuesto inicial. Aquí se parte de un mineral primario que se transforma en otro mineral (mineral secundario) mediante hidrólisis.

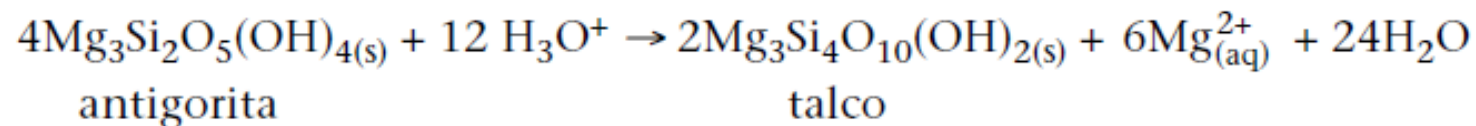


El ácido silícico, muy soluble a 25 °C (150 mg L⁻¹), se irá transfiriendo a la hidrosfera. De tal forma que en zonas tropicales muy lluviosas, el continuado lixiviado de silicio de los minerales primarios produce con el paso del tiempo, formación de suelos rojizos propios de estas zonas del planeta.

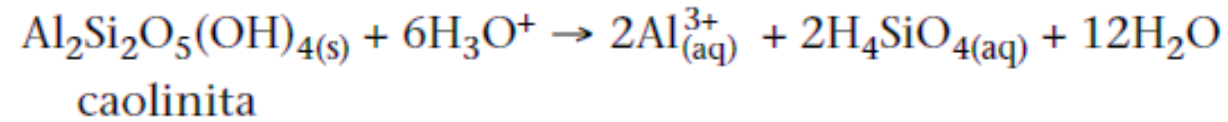
Un ejemplo de disolución incongruente es la transformación de la ortoclasa (feldespato, mineral primario) a caolinita (silicato laminar, mineral secundario):



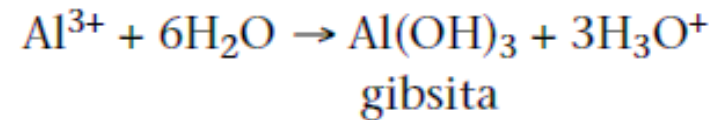
En la reacción anterior, ocurre una lixiviación total de iones K⁺ de la ortoclasa; en la siguiente reacción se muestra un ejemplo de lixiviación parcial, en este caso de un ión alcalinotérro, como es el Mg²⁺, procedente de un silicato laminar 1:1 (antigorita), que se transforma en otro (2:1) (talco):



Estos procesos de disolución incongruente van progresando con el tiempo, de manera que los productos de una etapa de disolución son los reactivos de otra subsiguiente. Por ejemplo, la caolinita, producto de la disolución de la ortoclasa [reacción de alteración de la ortoclasa], sufre otro proceso de disolución, esta vez congruente, de acuerdo con:



En este proceso se lixivian iones Al^{3+} , muy poco solubles, que se hidrolizan para formar el hidróxido insoluble:



Existen diagramas termodinámicos que permiten predecir la sucesión de formación de los minerales a medida que cambia el *pH* y la concentración de las soluciones.

La reacción general es: *Mineral primario* → *Solución* → *Mineral secundario*

Secuencia de formación de minerales secundarios a partir de minerales **silicatos no laminados** y por transformación (por degradación) de **silicatos laminados** (Modificado de Besoain, 1985).

Neoformación a partir de minerales **silicatos no laminados**:

Plagioclasa → (sericita) → vermiculita → montmorillonita → Al-esmectita → caolinita → gibbsita

Feldespato-K → montmorillonita → caolinita → gibbsita

Vidrio → geles, alofano → montmorillonita → haloisita → caolinita → gibbsita

Transformación por degradación de minerales **silicatos laminados**:

Biotita → (clorita) → vermiculita → montmorillonita → Al-esmectita → caolinita → gibbsita

Illita → interestratificados illita-vermiculita → vermiculita → interestratificados vermiculita-montmorillonita → montmorillonita → caolinita → gibbsita

Otro agente de intemperismo está relacionado con los compuestos orgánicos producidos por la degradación de la materia orgánica, en su mayoría de origen vegetal, resistente a la degradación, caracterizada por su gran poder complejante. Dichos compuestos favorecen la lixiviación metálica de los materiales edáficos. Estos compuestos orgánicos constituyen la fracción húmica del suelo.

En consecuencia de la meteorización química:

1. Se produce liberación de silicio hacia la hidrosfera, buena parte insoluble y se forman minerales secundarios, silicatos laminares y óxidos.
2. Al inicio hay lixiviación de cationes alcalinos y alcalinotérros. Una parte de estos iones se retiene en los minerales secundarios.
3. Los cationes metálicos de transición también son lixiviados de minerales primarios y se acumulan en el suelo en forma de óxidos. Por lo que los suelos muy meteorizados contienen elevadas cantidades de óxidos.
4. Los minerales secundarios, formados por meteorización de minerales primarios, tienen mayor superficie y muchos defectos cristalinos; además con carga eléctrica, compensada por iones alcalinos y alcalinotérreos, origen de su retención en el suelo.
5. Al inicio de la meteorización química hay consumo de iones H^+ y, por consiguiente, aumenta el pH, que se recupera en etapas posteriores, tendiendo a la neutralidad.

Tabla de los minerales de arenas desde el punto de vista de aporte de nutrientes al suelo. Los minerales más importantes son aquellos que presenten determinados nutrientes en sus estructuras y que son liberados por alteración con velocidad de alteración alta a media (**piroxenos y los anfíboles**). En otro extremo esta el cuarzo, ejemplo de mineral representativo muy estable y composición química sin importancia desde el punto de vista nutritivo.

ELEMENTO NUTRIENTE*	MINERAL	VELOCIDAD DE ALTERACION
K	Feldespatos potásicos	baja
K	Moscovita	baja
K	Biotita	media
Ca/Mg	Plagioclasas	media / alta
Ca/Mg	Anfíboles	alta
Ca/Mg	Piroxenos	muy alta
Ca/Mg	Serpentinas	media
Ca/Mg	Cloritas	baja
Ca/Mg	Carbonatos	muy alta
P	Apatito	muy alta
Fe	Óxidos e hidróxidos	variable
Mn	Óxidos e hidróxidos	variable
Bo	Turmalina	muy baja

SILICATOS								
CRISTALINOS				AMORFOS y CRIPTOCISTALINOS				
NO ARCILLOSOS	Nesosilicatos	Olivina	ARCILLOSOS	Filosilicatos	Pirofilita	Vidrio volcánico		
		Granate						
		Circón			Talco	Alofano		
		Esfena						
							Imogolita	
	Sorosilicatos	Epidoto				Grupo de las Micas (Muscovita, Biotita)		Ópalo
	Ciclosilicatos	Turmalina						
	Inosilicatos	Piroxenos (Augita, Hipersteno, Diópsido)						
		Anfiboles (Hornblenda)						
						Grupo de las Caolinitas (Caolinita, Dickita, Haloisita, Nacrita)		
	Tectosilicatos	Cuarzo						
		Feldespatos potásicos (Microclino, Ortosa)					Grupo de las Esmectitas (Montmorillonita, Nontronita, Saponita)	
		Plagioclasas (Albita - Anortita)						
Feldespatoides				Clorita				
	Zeolitas							

CARBONATOS	SULFATOS	SULFUROS*, HALUROS** Y FOSFATOS***	ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS		
			DE HIERRO	DE MANGANESO	DE ALUMINIO
Calcita	Yeso	Pirita*	Goethita	Litioforita	Gibbsita
Aragonita	Anhidrita	Halita**	Hematita	Birnesita	Diásporo
Vaterita	Jarosita	Vivianita***	Magnetita	Pirolusita	Corindón
Dolomita	Baritina		Ferrihidrita	Todorokita	Boehmita
Trona	Tenardita		Lepidococita	Manganita	
Siderita	Mirabilita		Maghemita	Vernadita	
Magnesita	Bassanita		Ilmenita		

La fracción orgánica del suelo, aunque sólo representa un porcentaje en peso muy pequeño de la composición global del mismo, es de vital importancia para determinar su fertilidad, porque es una fuente de alimentos para microorganismos, participa en diversos procesos químicos edáficos y afecta a sus propiedades físicas.

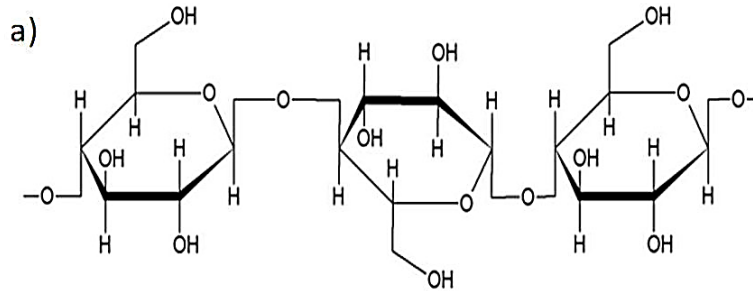
La fracción orgánica presente en el suelo procede mayoritariamente de residuos vegetales en fase de descomposición, y en menor proporción, de organismos vivos y de la materia orgánica resistente a la degradación biológica y química.

En lo que respecta a los residuos vegetales, la composición más habitual es la siguiente: ***celulosa (50%), hemicelulosa (20%), lignina (18%), proteínas (6%), aminoácidos y azúcares (5%)*** y componentes minoritarios como pectina, pigmentos, ceras, etc. Estos compuestos pueden ser degradados por microorganismos presentes en el suelo.

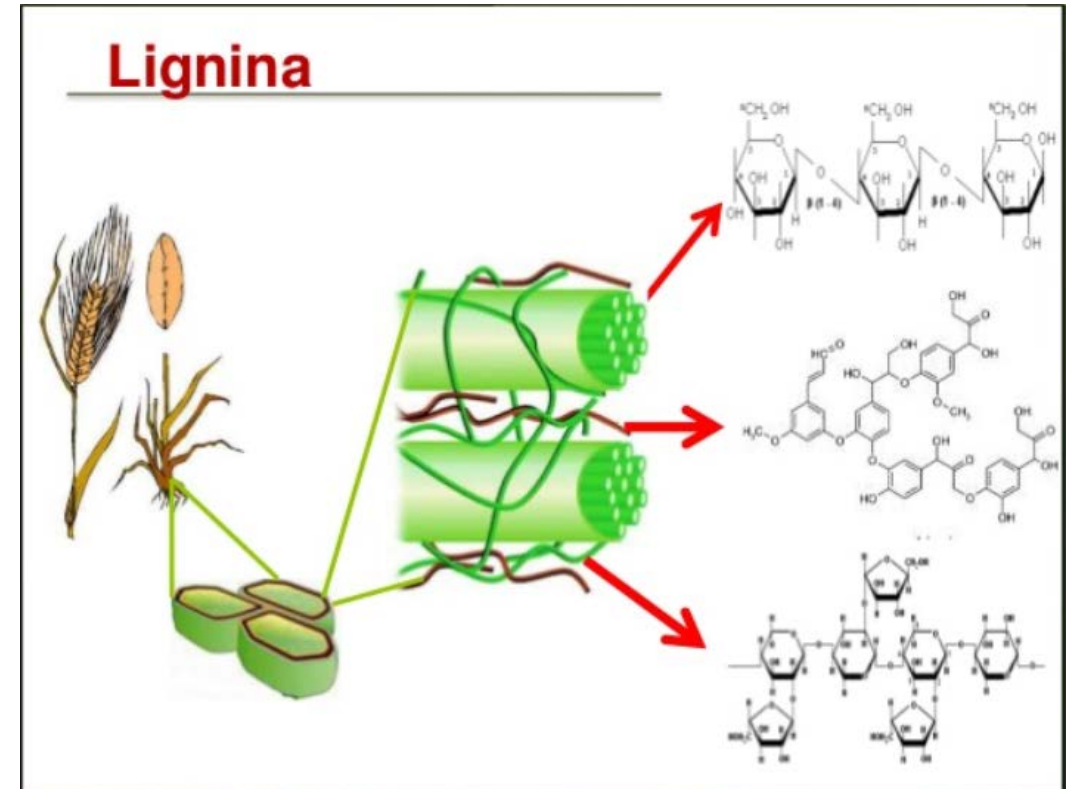
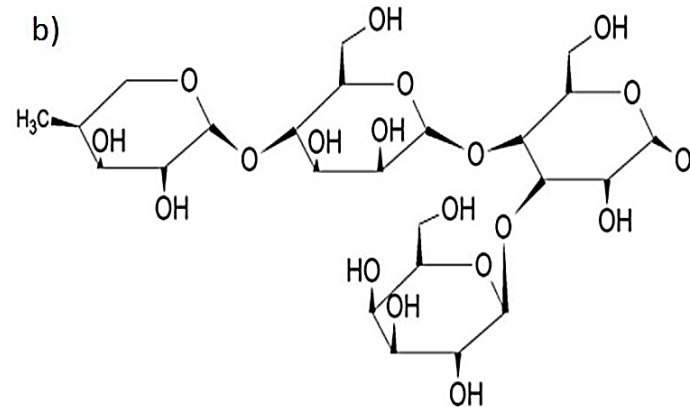
La velocidad de descomposición dependerá de la estructura química del compuesto (por ejemplo, la lignina es muy resistente a la degradación) y de otros parámetros, como la temperatura, el pH, el contenido de agua del suelo y la aireación.

Los ácidos *húmicos y fúlvicos*, que son parte de la fracción húmica del suelo, participan en la meteorización química. Este material se forma esencialmente a partir de los residuos de la biomasa vegetal, compuesta mayoritariamente de **70% de material celulósico** (celulosa y hemicelulosa) y de un **18% de lignina**; el resto son diversos compuestos poliméricos: proteínas, azúcares, ceras, pigmentos, etc.

a) Celulosa



b) Hemicelulosa



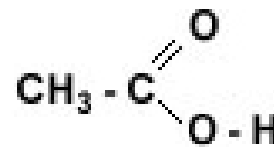
Antidiarreico veterinario efectivo en tratamiento de trastornos del estómago y el intestino de distintas especies animales, retardador del fuego, plástico base vegetal

La formación de los minerales secundarios da lugar a cambios químicos importantes en el suelo que se está formando, entre otras cosas debido a la capacidad que tienen estos materiales para retener iones alcalinos y alcalinotérreos, impidiendo que se pierdan hacia el medio hídrico. Puesto que algunos de estos iones (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} , etc.) son nutrientes, su almacenamiento y a la vez su disponibilidad a través de procesos de intercambio propician el crecimiento de biomasa.

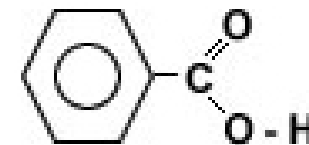
Los residuos de biomasa, principalmente la biomasa vegetal, son el material original o de partida de la **Materia Orgánica del Suelo (MOS)**. Algunos compuestos, como el ácido oxálico y otros ácidos carboxílicos de cadena corta (cítrico, maleico, etc.), metabolitos que segregan ciertos organismos vivos, producen complejos ionizados que intervienen en procesos químicos de meteorización, ya que propician la lixiviación de iones metálicos

Los ácidos carboxílicos son compuestos caracterizados por la presencia del grupo carboxilo ($-\text{COOH}$) unido a un grupo alquilo o arilo.

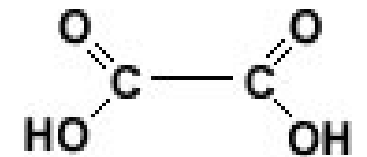
Cuando la cadena carbonada presenta un solo grupo carboxilo, los ácidos se llaman monocarboxílicos o ácidos grasos, se les denomina así ya que se obtienen por hidrólisis de las grasas.



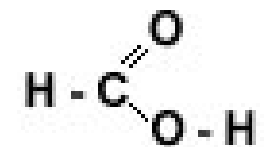
Ácido acético.
(Alifático)



Ácido benzóico
(Aromático)



1,2 etanodióico
(ácido oxálico)



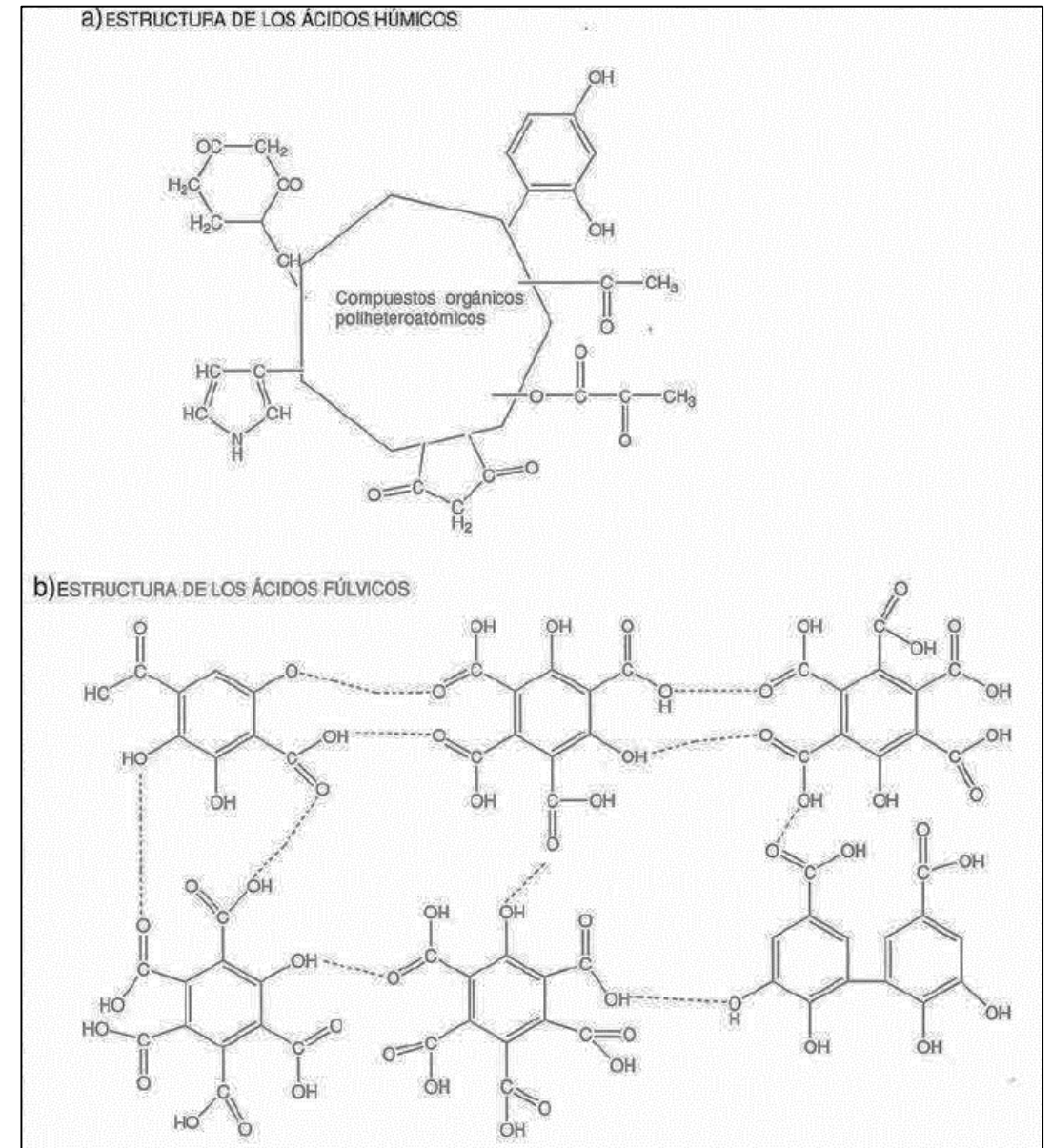
Ácido fórmico

La transformación de residuos vegetales en el suelo da como resultado la **fracción húmica**, material difícilmente degradable

El humus constituido en su mayoría por ácidos húmicos y fúlvicos, mezcla compleja de macromoléculas, con grandes masas moleculares, derivada de la abundancia de grupos ácidos, fenólicos y carbonílicos.

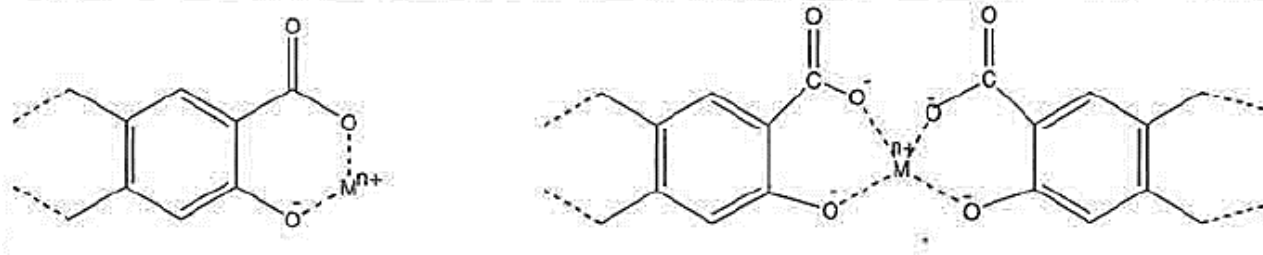
La fracción húmica de alto contenido de nitrógeno respecto a la materia vegetal inicial y en gran parte insoluble en agua, acumulándose en las capas superficiales del suelo.

Ejemplos de las estructuras de las macromoléculas de la **fracción húmica**, se observa en la figura de al lado

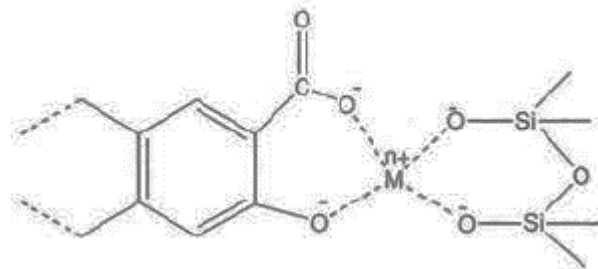


Los efectos benéficos de la materia orgánica del suelo se resumen en los siguientes aspectos:

- Contribuye al crecimiento vegetal, aportando bio-nutrientes esenciales en proporción importante: nitrógeno (casi en su totalidad), fósforo (entre el 50-60%) y azufre (del orden del 80%).
- Regula la disponibilidad de muchos cationes metálicos, por absorción de los mismos, al dar especies de complejos ionizados (quelatos) tales como los de la siguiente figura, y que actúan como micronutrientes o elementos tóxicos, según los casos.



- Ejercen una acción tamponante, manteniendo el pH del suelo edáfico, debido a la presencia de funciones ácidas en sus moléculas.
- Regulan la humedad del suelo, debido a su capacidad de retención del agua, interaccionando, en muchos casos, con los silicatos.
- Mejoran la estructura granular del suelo, beneficiando la permeabilidad y la aireación, por interacción con las partículas minerales, favoreciendo la agregación de partículas, como se indica en la figura de abajo.



En la formación de un suelo influyen los siguientes factores:

Tiempo.

Precipitación. Las lluvias regulan la humedad edáfica y el contenido de aire, por lo que determinan el grado de lixiviación.

Temperatura. Influye en la velocidad de las reacciones químicas, en la actividad microbiológica y, por tanto, en la composición de la materia orgánica.

Topografía del terreno. La existencia de desniveles o pendientes afecta a la retención y al drenaje del agua superficial, influyendo en la velocidad de formación del suelo.

Vegetación. La vegetación retiene la humedad, por lo que se produce una disminución del grado de lixiviación. Además, favorece la disgregación de las rocas, porque acumula materiales orgánicos encima de ellas.

Vegetación. La vegetación retiene la humedad, por lo que se produce una disminución del grado de lixiviación. Además, favorece la disgregación de las rocas, porque acumula materiales orgánicos encima de ellas.

Microorganismos. En los suelos naturales existe una biomasa formada por microorganismos, que se denomina edafón, y que está constituida por el conjunto de bacterias, virus, hongos, algas, líquenes, protozoos y otras especies superiores, y que en un suelo saludable suponen, como mínimo, 50 toneladas por hectárea (sin contar la materia o biomasa vegetal superior), y que puede llegar a alcanzar hasta 200 toneladas por hectárea. Estos microorganismos permiten el desarrollo de numerosos procesos bioquímicos, asociados a la fase acuosa del suelo, y que influyen en la estructura del mismo. Entre los aspectos más reseñables podríamos destacar: la degradación y mineralización de la materia orgánica biodegradable, en condiciones aerobias o anaerobias, y la humificación de restos orgánicos, además de su intervención en numerosos procesos físico-químicos, preferentemente por vía enzimática.

Material original. La roca originaria del terreno es la que determina la composición química del suelo, porque es el material base a partir del cual se forma. Los tipos de rocas que pueden ser material original del suelo son: ígneas, sedimentarias y metamórficas.

Rocas ígneas están formadas por solidificación de un material fundido que fluye hacia la superficie. En función de la velocidad de enfriamiento de este material se formarán rocas de grano grueso (si se produce lentamente), o de grano fino cuando la solidificación sea rápida. Las rocas ígneas están constituidas en un 50% por óxido de silicio, pero también están presentes óxidos de aluminio, de hierro, de titanio, de magnesio, de sodio, etc.

Las rocas sedimentarias se forman como resultado de la sedimentación de materiales depositados por el viento, el agua, el hielo, o por gravedad. Pueden estar constituidas por sales de hierro, aluminio o silicio, por carbonatos de calcio y magnesio o por combinaciones de estos compuestos.

Las rocas metamórficas se forman por recristalización de los dos tipos de rocas anteriores cuando están sometidas a altas presiones y elevadas temperaturas. Las más conocidas son los mármoles y algunas pizarras.

Los Factores de Formación del Suelo

Hans Jenny, profesor de la ciencia del suelo de la Universidad de California, Berkeley; fue el primer científico en definir los factores de formación del suelo en su libro “Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology”, publicado en 1941. En su libro planteó la Ecuación de los Factores de Estado:

S = f (cl, o, r, p, t); Dónde: S = Suelo, f= en función de, cl= clima, o= organismos, r= relieve, p= roca madre y, t= tiempo.

Jenny describió que la formación del suelo está influenciado por cinco factores independientes, pero que interactúan entre sí para dar lugar al suelo.

Estos factores son: material parental o roca madre, clima, relieve o topografía, biota (organismos) y tiempo.

Los científicos de la ciencia del suelo clasifican a los cinco factores de formación del suelo como: **factores activos y factores pasivos**. Siendo el clima y la biota identificados como factores activos de la formación del suelo, porque su influencia en el desarrollo del suelo se observa directamente; Por ejemplo: lluvia, altas y bajas temperaturas, viento, microorganismos (algas y hongos), lombrices de tierra y animales excavadores.

Por otra parte, los factores pasivos son el tiempo, la topografía y el material parental, porque sus efectos no se observan directamente.

El clima. El clima es uno de los factores que influyen de manera directa sobre la formación del suelo, pues condiciona la velocidad de meteorización de la roca madre. Los elementos más importantes del clima en la formación de suelo son la temperatura y la precipitación. Estos dos parámetros del clima afectan la tasa de meteorización química y el crecimiento de las poblaciones de organismos, así como la velocidad de descomposición de la materia orgánica. Por una parte, el agua es el solvente y medio para todas las reacciones y procesos del suelo, mientras que la temperatura determina la tasa de reacciones químicas y la intensidad de la actividad biológica.

Biota. La biota está representada por los organismos vivos. Por su actividad biológica, los organismos que integran la fauna del suelo tienen un rol fundamental en la fragmentación, transformación y translocación de materiales orgánicos del suelo.

En cambio, las raíces de la vegetación participan activamente para la formación del suelo, ya que son capaces de crecer dentro de las grietas y fisuras de las rocas, acelerando la meteorización. Las plantas contribuyen a la meteorización química debido a que producen ácidos orgánicos y dióxido de carbono, que son compuestos que aceleran el proceso de descomposición de los minerales y la liberación de nutrientes requeridos por las plantas. Por otra parte, la vegetación crea microclimas por: reducir la velocidad del viento, formar un área de sombreado de la superficie del suelo. También, los musgos y líquenes que crecen sobre las superficies de rocas contribuyen al proceso de meteorización del material parental.

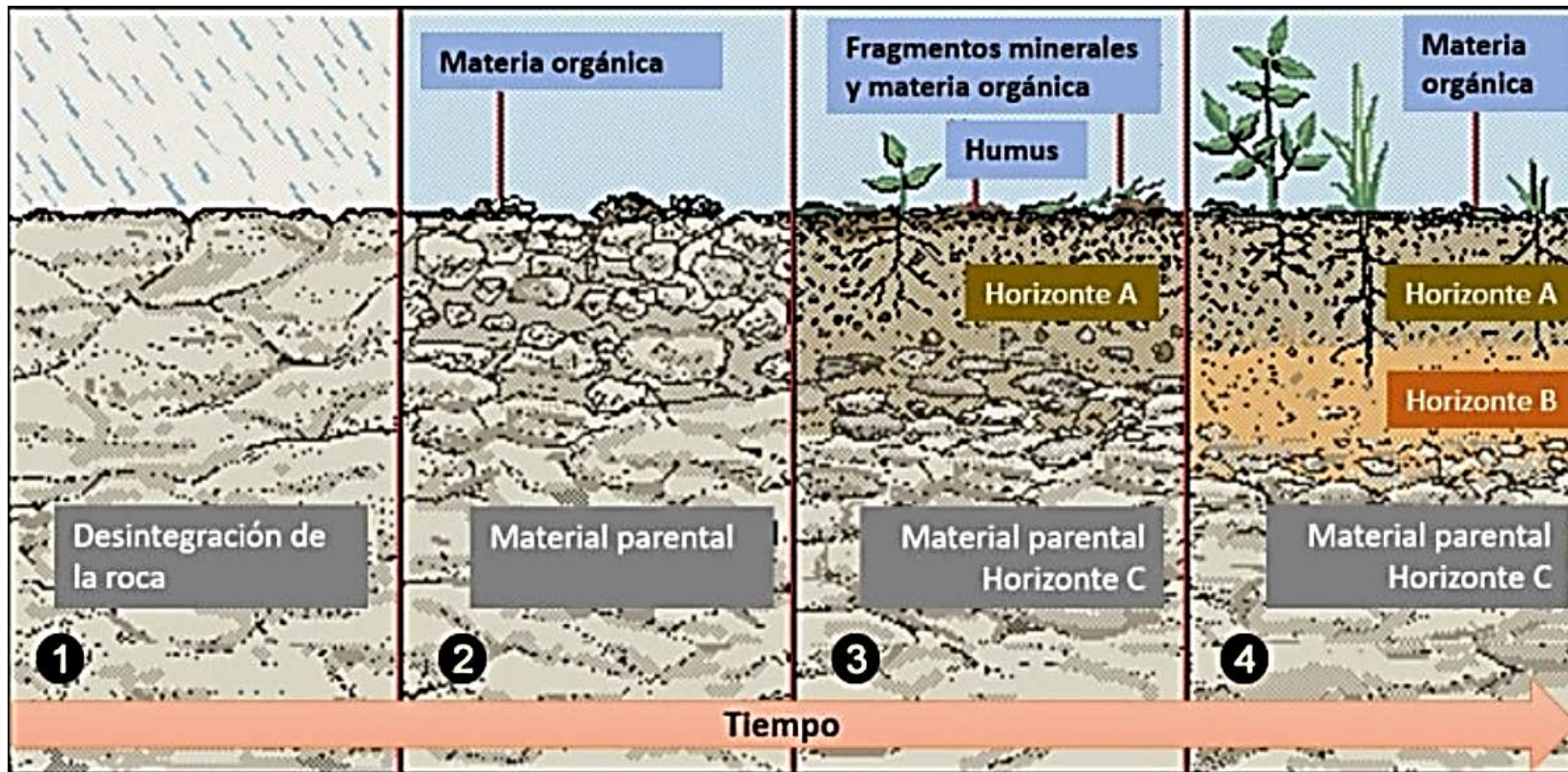
El relieve. La forma de la superficie de la tierra desempeña un papel fundamental en la formación del suelo. El relieve influye en la distribución del agua recibida por medio de la precipitación, por lo que afecta directamente el proceso de la erosión hídrica. Como regla general, las superficies elevadas con relieves inclinados o convexos pierden más agua por escorrentía, arrastrando sedimentos, por lo que los suelos son más someros. En cambio, las superficies más bajas que son cóncavas o depresivos reciben agua extra y sedimentos, por lo que el desarrollo de los suelos es más profundo.

Además, en el hemisferio norte las laderas con orientación sur reciben más radiación solar que las de orientación norte, por lo que las laderas al sur son más cálidas y menos húmedas. Tal vez las diferencias entre las temperaturas sean de apenas 2 grados y de humedad sea mínima, sin embargo, los efectos con el tiempo se maximizan, formando suelos con un contenido de materia orgánica más elevada en las laderas del norte.

La roca madre. Los suelos se derivan principalmente de las rocas, por lo que se le denomina material parental. Estos materiales definen en gran parte el color, la composición, la textura y la estructura de los suelos. Sin embargo, un mismo tipo de roca puede dar lugar a suelos con distintas características, dependiendo las condiciones del medio en el que evolucione.

El material parental incide sobre la fertilidad del suelo en muchas maneras. En primer lugar, el tipo de material parental determina los minerales que predominan en el suelo. En segundo lugar, el material parental es la principal fuente de los nutrientes que se liberan en la solución del suelo, que posteriormente pueden ser absorbidos por plantas, otros organismos o lixiviados.

Tiempo. La formación del suelo es un proceso constante que involucra la interacción entre el material parental, la biota, el clima, el relieve y el tiempo. El suelo es un recurso no renovable a corto plazo, debido a que para la formación de 1 cm de suelo tienen que pasar cientos o miles de años.



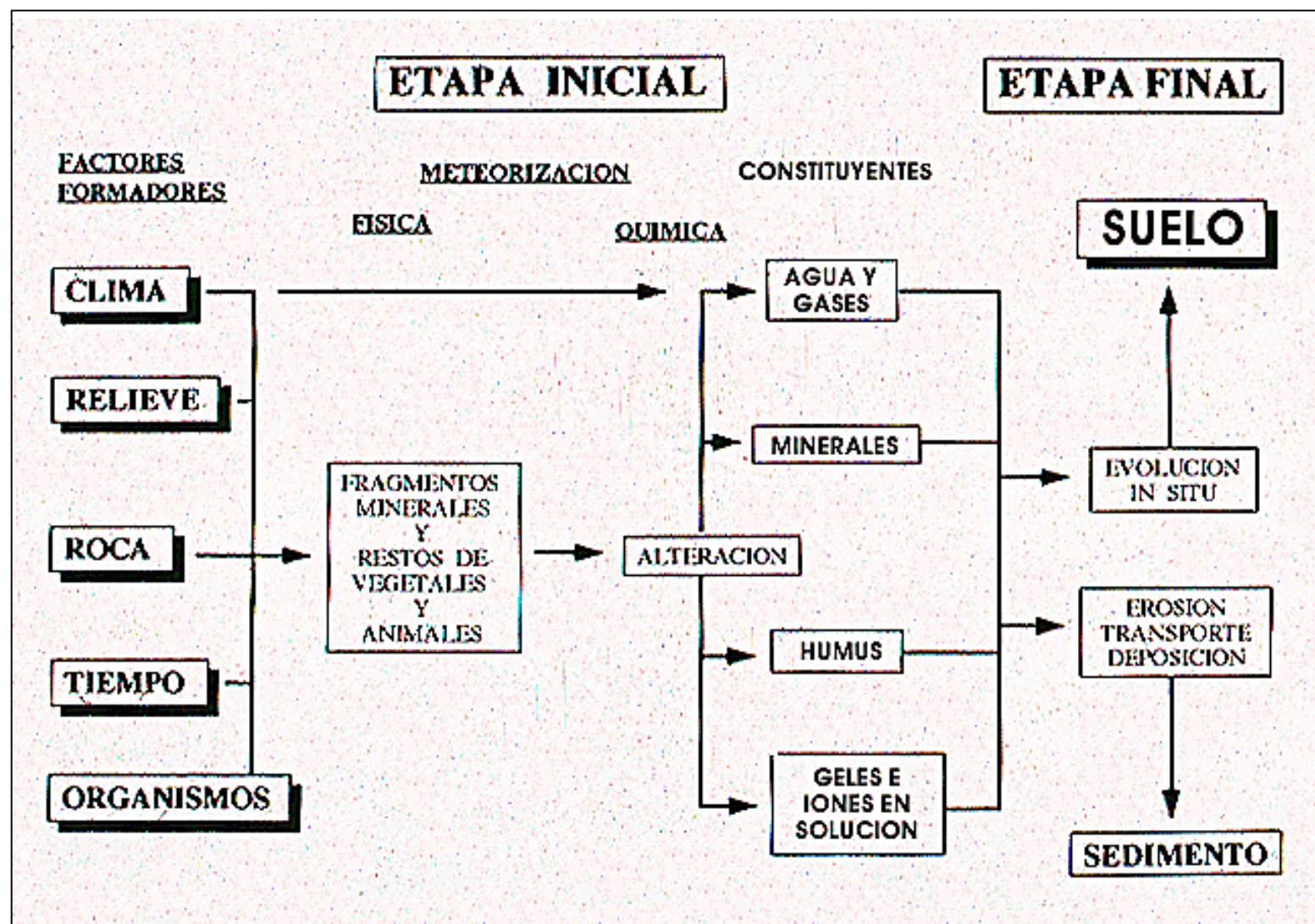
1 Un terreno rocoso en el que apenas hay vegetales: solo crecen algunos musgos y líquenes.

2 Por efecto de la meteorización, las rocas se fragmentan. En algunas zonas se acumula arena y grava. Allí pueden enraizar más musgos y pequeñas hierbas.

3 La meteorización continúa hasta que aparece una capa de arena. Las plantas que crecen sobre ella aportan restos de hojas, que se descomponen y se mezclan con la arena formando el mantillo. Parte de estos restos se arrastran hacia abajo por la lluvia.

4 La vegetación es cada vez más abundante, con lo cual el suelo recibe mayor cantidad de restos y se enriquece: su capa de mantillo aumenta de grosor. Solo hay rocas intactas en el nivel más profundo.

Cambios que se producen en el terreno hasta convertirse en un suelo rico, cubierto de vegetación.



Tasa de formación de suelos (Porta et.al. 2003)

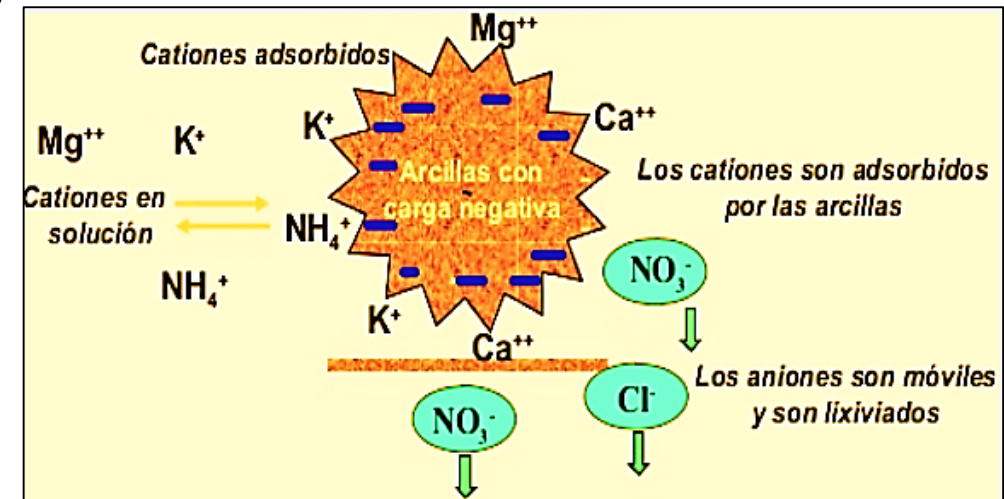
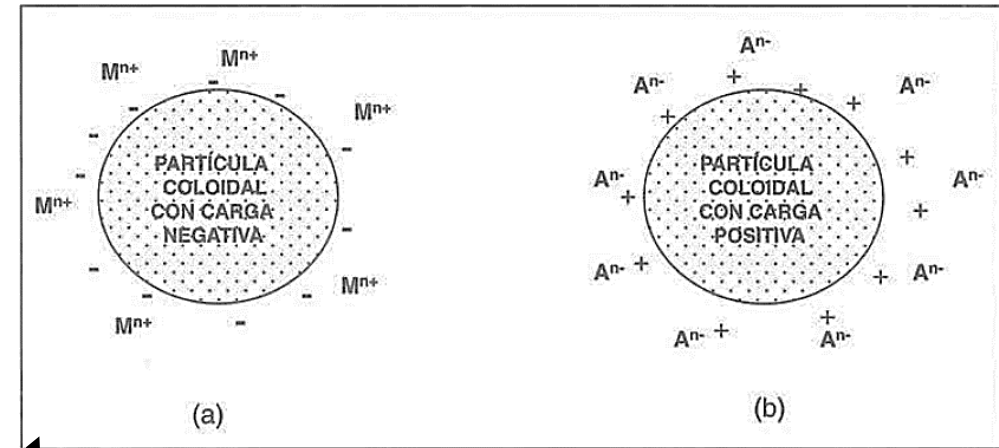
Formación del suelo	Tasa de formación (años)
Muy rápida (sobre cenizas volcánicas y clima húmedo)	< 100
Muy lenta (sobre cenizas duras y clima templado-frío)	< 1 cm/ 5,000 años
Propiedades asociadas con el hidromorfismo	rápida
Propiedades asociadas con la materia orgánica	rápida
Propiedades asociadas con la meteorización	lenta
Horizontes A	1 – 1,000
Horizontes de alteración (Bw cámbico)	> 1,000
Horizontes de acumulación	> 1,000
Carácter ácuico	> 10
Entisol (sobre material no consolidado)	> 100
Vertisol	3,000 – 18,000
Spodosol	1,000 – 8,000
Ultisol	1,000,000
Oxisol	100,000 a 2,000,000

PROCESOS FÍSICO-QUÍMICOS EN EL SUELO:

Procesos de sorción e intercambio iónico

Los procesos de **sorción** e intercambio iónico, determinan la forma en que los componentes solubles del suelo participan en las reacciones químicas. Son partículas pequeñas (*arcillas y sustancias húmicas*), las que participan en estos procesos, siendo el tamaño determinante en estos procesos. El sistema coloidal del suelo está constituido por un medio de **transporte líquido** (*disolución del suelo*) y **una fase dispersa sólida** (*partículas de tamaño coloidal orgánicas e inorgánicas*).

Los coloides del suelo son importantes, ya que aportan partículas sólidas muy finas y estables al medio acuoso y a través de procesos de **sorción**, se produce la movilización de contaminantes poco solubles. Las **partículas coloidales** adsorben iones del mismo signo en su superficie y, como consecuencia, se ejercen repulsiones electrostáticas entre ellas, manteniéndose en suspensión en la disolución del suelo. Para la neutralización de la carga superficial en los coloides, en la disolución se genera una distribución de cargas de signo opuesto en zonas próximas a las mismas, como ejemplo la siguiente figura



Materiales coloidales

Los **aerosoles** son sistemas coloidales formados por una *fase dispersa* (líquida o sólida), en un medio de dispersión gas.

La emulsión está constituida por *partículas de líquido dispersas* en un medio de dispersión líquido.

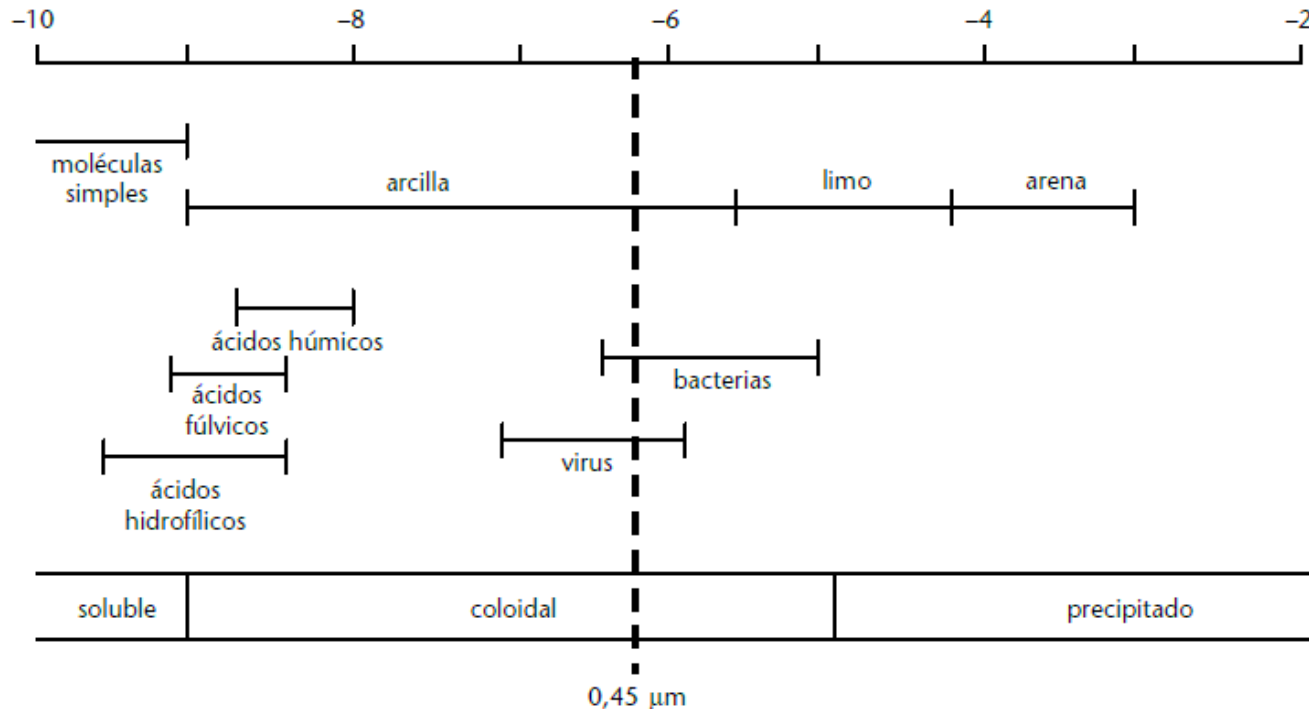
La espuma es gas disperso en un líquido o en un sólido. Estas son diferentes al resto de los sistemas coloidales, la fase dispersa está presente en mayor volumen; en el jabón, el aire ocupa casi todo el volumen del sistema, de tal manera que las burbujas están separadas por una pared extremadamente delgada; es decir, en las espumas es el medio de dispersión el que se encuentra en estado coloidal.

Las *suspensiones coloidales* adquieren una gran relevancia en el medio hídrico, ya que estas comúnmente llevan, asociados a su superficie, contaminantes orgánicos y metales pesados. Esto propicia la movilización de esa carga contaminante, ya sea a través de los poros de un suelo con el movimiento de las partículas coloidales en la disolución del suelo hasta alcanzar el acuífero subterráneo, o bien siendo transportada a grandes distancias por las partículas incorporadas en el flujo de un río, en las corrientes marinas, etc.

Cabe distinguir dos tipos de suspensiones: **las liófilas (hidrófilas)** que se forman espontáneamente como ácidos húmicos, fúlvicos y las **liófobas (hidrófobas)** no se forman espontáneamente se mantienen en suspensión como las partículas muy finas de óxidos metálicos o de silicatos laminares en medio acuoso.

A diferencia de las partículas mayores, los coloides presentan elevada estabilidad en el medio acuoso y forman suspensiones coloidales. Una suspensión coloidal es un sistema constituido por un medio de dispersión (líquido), que contiene partículas de diámetro comprendido entre 10^{-9} y 10^{-5} m, que constituyen **la fase dispersa**. En realidad, la suspensión coloidal es un sistema coloidal (sistema de dos fases, formado por una fase dispersa y un medio de dispersión).

Clasificación de las partículas sólidas de la hidrosfera según su tamaño



Tipos de sistemas coloidales

Tipo de sistema coloidal	Fase dispersa	Medio de dispersión	Ejemplo
aerosol	líquido	gas	niebla, aerosol marino
	sólido		humo
suspensión coloidal	sólido	líquido	disolución del suelo
emulsión	líquido		leche
espuma	gas	líquido	jabón
		sólido	pedra pómez

Procesos de sorción e intercambio iónico

La alta concentración de iones con diferente valencia y compuestos orgánicos (*como los componentes solubles del humus*), producen sedimentación de coloides aumentando la porosidad del suelo, favoreciendo una buena aireación o ventilación y filtración ayudando al crecimiento de las raíces. Por el contrario, la baja la concentración, provocara que las partículas coloidales se mantengan en suspensión, haciendo que el suelo se mantenga anegado en ambientes húmedos y que se compacte al secarse, reduciendo la porosidad e inhibiendo la aireación o ventilación y la infiltración del agua.

La materia orgánica del suelo tiene una función importante con la ocurrencia de procesos de sorción. La naturaleza de las especies húmicas indica que una parte de su estructura es de **carácter hidrófobo** (anillos aromáticos y cadenas hidrocarbonadas) y otra parte posee **carácter hidrófilo** (ácidos carboxílicos y fenoles, funciones nitrogenadas, etc.). Lo que permite que ocurran los procesos siguientes:

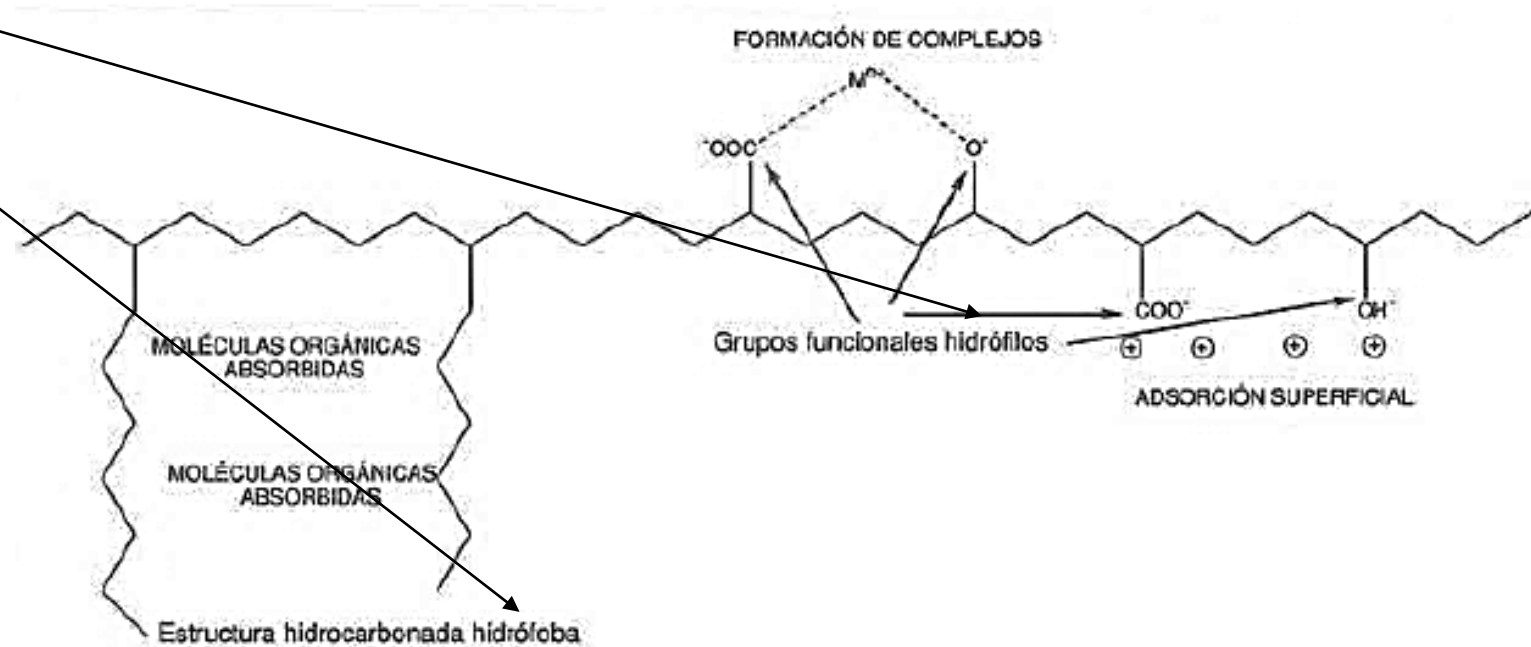
Estructura hidrófila: favorece procesos de sorción superficial de cationes y procesos de sorción química (formación de complejos y quelatos).

Estructura hidrófoba: aquí las partes internas de las macromoléculas orgánicas, se pliegan sobre sí mismas, interaccionando con moléculas orgánicas no solubles en agua, originando procesos de sorción de las mismas en el las partículas húmicas edáficas.

La función *La materia orgánica* es importante en el suelo, debido a influye para que se desarrollen los procesos de **sorción**. La naturaleza de las especies húmicas es en parte estructura de carácter hidrófobo (anillos aromáticos y cadenas hidrocarbonadas), y otra parte es de carácter hidrófilo (ácidos carboxílicos y fenoles, funciones nitrogenadas). Este hecho permite que puedan originarse los procesos siguientes:

Estructura hidrófila:

Estructura hidrófoba:



Disolución y solución

Para todos los efectos prácticos, *los términos disolución y solución son sinónimos.*

Ambos se refieren a mezclas homogéneas, aunque el término *disolución* en numerosas situaciones tiende a usarse más para las mezclas en que el disolvente es un **líquido**, pudiendo el soluto ser líquido, sólido o gaseoso.

El término solución, en cambio, se emplea mayormente cuando tanto el solvente como el soluto son líquidos. Igualmente, en química se usan indistintamente ambos términos.

Equilibrio de sorción

El caso de (ad, ab) **sorción**, involucra:

- 1) una fase solida (**sorbente**)
- 2) una fase liquida (**solvente**, normalmente agua) que contiene la especie disuelta que será sorbida (**sorbato**)
- 3) Una especie disuelta (sorbato)

Debido a la afinidad del **sorbente** por la especie disuelta (**sorbato**), esta será atraída al solido y ligada a este por diferentes mecanismos.

El proceso de sorción (ad, ab) Este proceso continuara ocurriendo hasta que se logre el equilibrio entre la cantidad de especie sorbida (sorbato) y el remanente en la solución (concentración final). El grado de afinidad determina la distribución entre las dos especies, el sorbato sorbido y el sorbato remanente en solución (Volesky, 1990).

Procesos de sorción e intercambio iónico

Gran parte de los *procesos fisicoquímicos* que ocurren en la interfase sólido agua, interface que rigen en gran medida el comportamiento químico del medio edáfico, mediante procesos de sorción de especies químicas en la fase sólida del suelo, así como en su intercambio con otras especies en la disolución del suelo. El intercambio catiónico, uno de los fenómenos más importantes del suelo, contribuye eficazmente a retener y a dispensar de forma controlada los nutrientes necesarios para el crecimiento de la biomasa. Además, los procesos de intercambio determinan el estado ácido base del suelo.

Los procesos fisicoquímicos que ocurren en la zona de separación entre las fases sólida (sorbente) y la fase líquida que contiene disuelto al sorbato, son más importantes cuanto mayor es su área de contacto. Las partículas más finas disponen de mayor área, en relación con el volumen que ocupan (superficie específica), que las partículas mayores, las cuales son fácilmente sedimentables.

En los reservorios hídricos existen partículas sólidas de distinta naturaleza, que se mantienen en suspensión de forma más o menos estable. Estas partículas se originan en los procesos de erosión y arrastre de partículas del suelo, en la degradación de los residuos de materia vegetal, en los procesos microbiológicos y metabólicos de los organismos vivos,

Hay que distinguir las partículas de mayor tamaño mayor a 10^{-5} m, que corresponde a la fracción arenosa del suelo (ortosilicatos) fácilmente sedimentable, de las partículas coloidales de tamaño entre 10^{-9} y 10^{-5} m, formadas por material arcilloso (silicatos laminares y óxidos metálicos) y calcáreo.

Procesos de sorción e intercambio iónico

El contacto entre fases sólidas y acuosas promueve interacciones entre especies químicas disueltas y sólido; lo que provoca el fenómeno de sorción, relevante en procesos edáficos, debido a que en los poros del suelo se amplía la superficie de contacto entre fase sólida y acuosa. Esto determina la interacción química y distribución de material entre la fase acuosa y la sólida, además del intercambio de especies entre el medio acuoso y las partículas en suspensión. Aquí tienen un papel relevante los coloides del suelo, que aportan partículas sólidas muy finas y estables en el medio acuoso y que, por procesos de sorción, pueden movilizar contaminantes poco solubles

El fenómeno de sorción producido por el contacto entre una solución acuosa (que contiene a la especie química concreta, **sorbato**) y la fase sólida (**sorbente**) depende de la concentración de la especie química (**sorbato**) en la fase sólida (s) y en la acuosa (ac) a una temperatura determinada. A esta relación se le llama *isoterma de sorción*. La mayoría de las isotermas de sorción obedecen a la ecuación siguiente:

$$C_{i,s} \propto C_{i,ac}^n \quad C_{i,s} = K C_{i,ac}^n$$

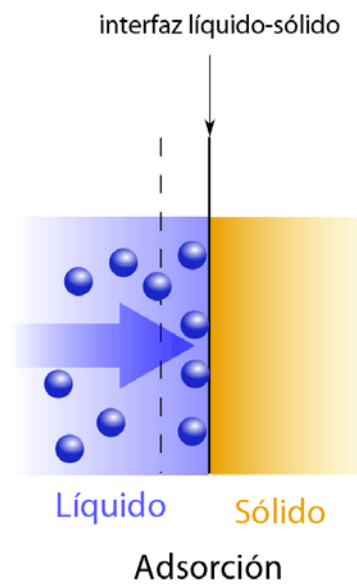
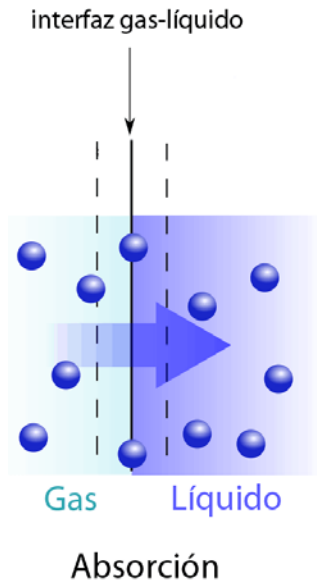
Procesos de sorción e intercambio iónico

$$C_{i,s} = KC_{i,ac}^n \quad Kd = \frac{C_{i,ac}^n}{C_{i,s}}$$

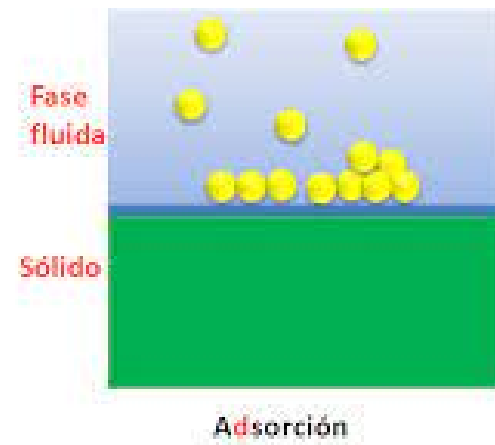
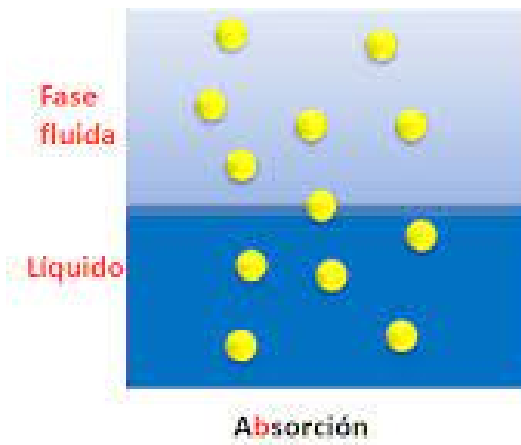
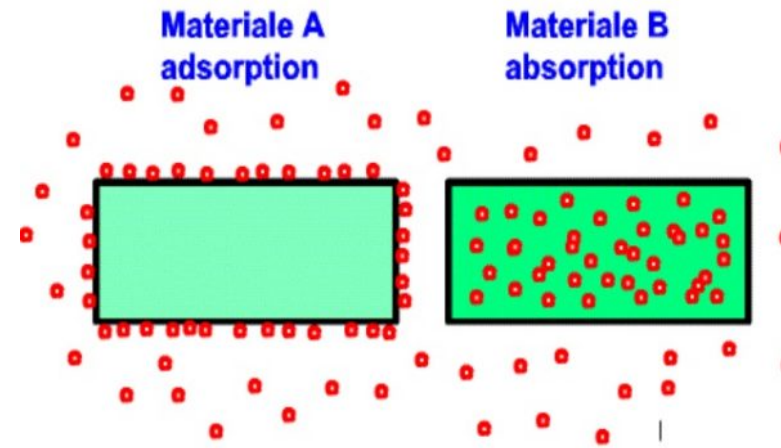
Para $n < 1$, a **mayor concentración** de especie en solución (disolución) **más difícil es la sorción**, no hay una respuesta al aumento de la concentración acuosa, puede producirse un estado de saturación donde el incremento de la concentración en solución no produce un aumento de la concentración en la fase sólida, produciendo el fenómeno de la adsorción, que ocurre en la superficie del sólido, en el contacto entre las moléculas en solución (**sorbato**) y la fase sólida (**sorbente**).

Cuando $n = 1$, aumento de la concentración del sorbato, produce un aumento concentración del sorbente y ocurre el fenómeno de la absorción. Así, la asociación del sorbato con el **sorbente** ocurre tanto en la fase sólida como en la acuosa.

Cuando $n > 1$, esto ocurre cuando las primeras moléculas que se adsorben en la superficie la modifican y, por tanto, se intensifica la adsorción. Por ejemplo, este fenómeno ocurre en el caso de los óxidos minerales en la adsorción de compuestos orgánicos hidrófobos. Las primeras moléculas que interaccionan recubren la partícula mineral con una capa de compuestos orgánicos, la cual origina una nueva fase más proclive a la sorción de más compuesto orgánico (musgo).



ABSORCION Y ADSORCION



Procesos de sorción e intercambio iónico

La adsorción sobre superficies sólidas es un proceso muy común en el medio edáfico y determina numerosas propiedades fisicoquímicas del suelo. Se pueden distinguir dos tipos de **adsorción**: a) Adsorción física o fisisorción b) Adsorción química o quimisorción.

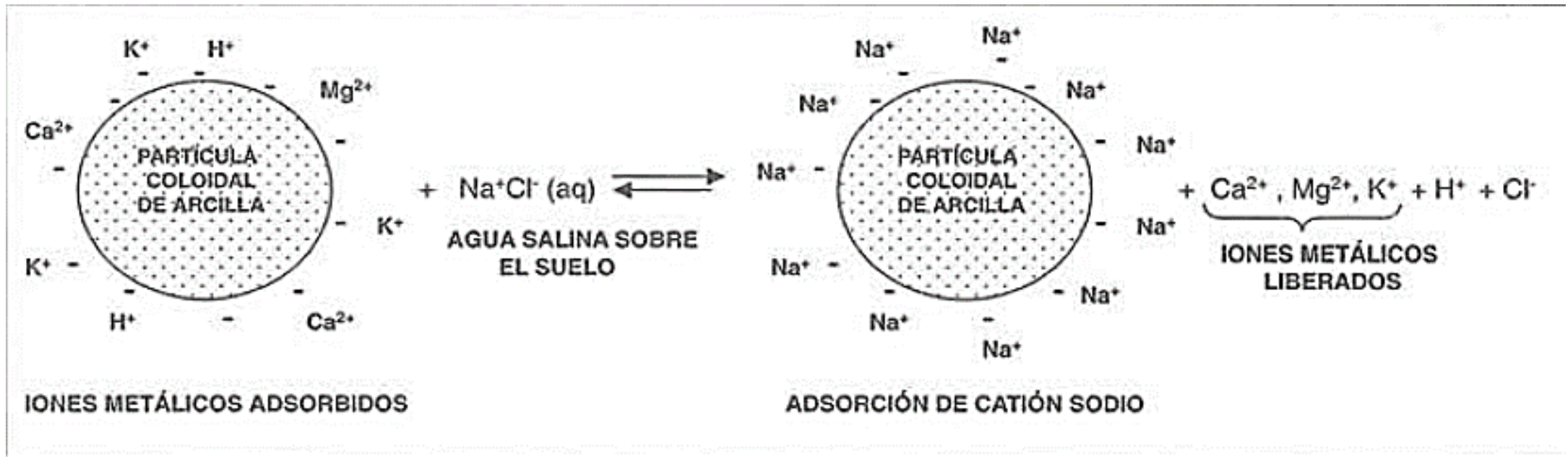
La adsorción física es una asociación de las moléculas de adsorbato con la superficie del adsorbente, caracterizada por:

1. Se trata de una asociación a través de interacciones débiles, de tipo electrostático. Los iones que interaccionan conservan la capa de solvatación.
2. Es una interacción no específica. No depende de la naturaleza química del adsorbato ni del adsorbente.
3. En este tipo de adsorción es posible la formación de multicapas.

La adsorción química se distingue de la física de acuerdo con las siguientes características:

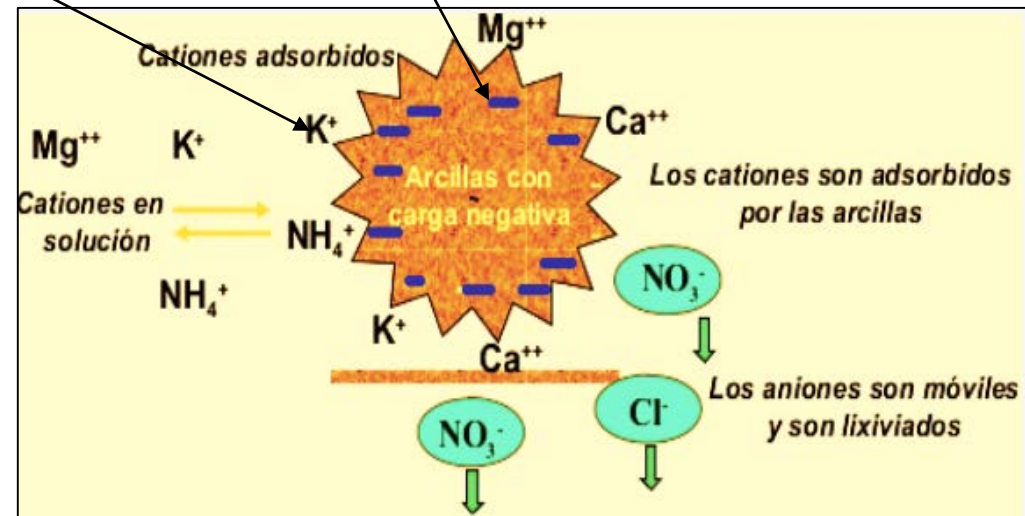
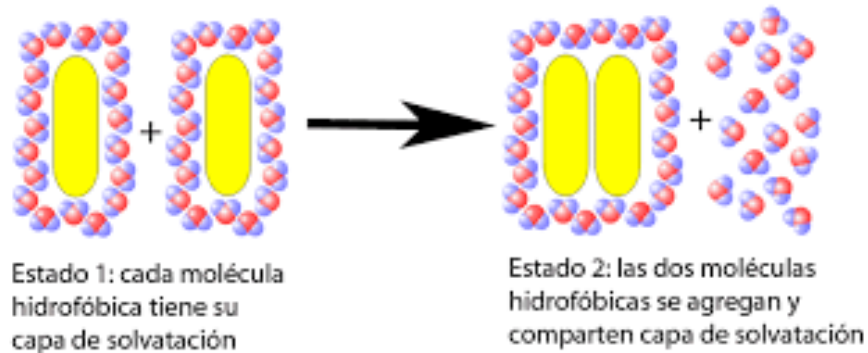
1. Las fuerzas de interacción entre adsorbato y adsorbente son fuertes; se establecen enlaces químicos, lo cual requiere la pérdida de las moléculas de solvatación.
2. La interacción entre adsorbato y adsorbente es específica y, por lo tanto, depende de sus respectivas naturalezas químicas (potencial iónico, electronegatividad, valencia, radio iónico, etc.).
3. La adsorción es en monocapas.

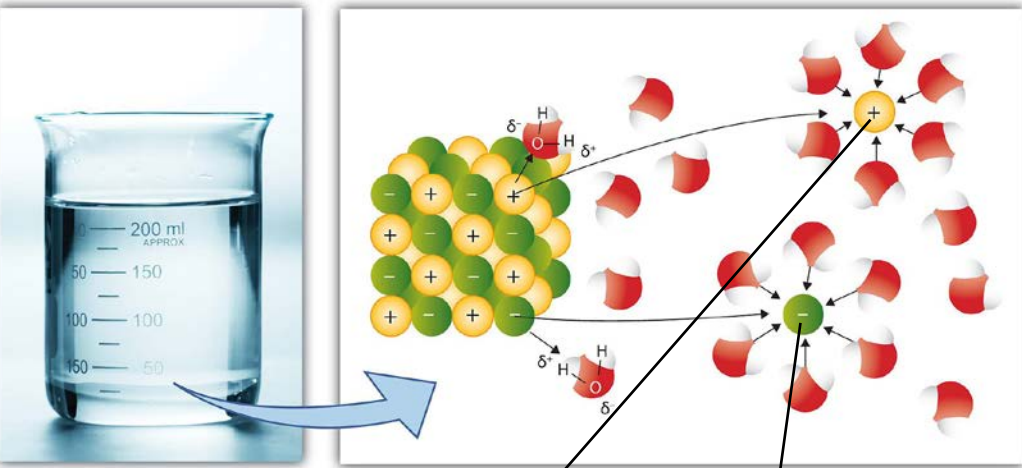
En la figura insertada abajo se esquematiza un proceso de intercambio iónico a través de los iones adsorbidos en una partícula coloidal de carácter mineral, cuando llega un agua salina concentrada al suelo. El intercambio catiónico regula el consumo de nutrientes por parte de las plantas, por lo que es un proceso importante para mantener el equilibrio natural del suelo. Forma parte también del mecanismo autodepurador del suelo al retener iones de metales tóxicos, impidiendo así su movilización



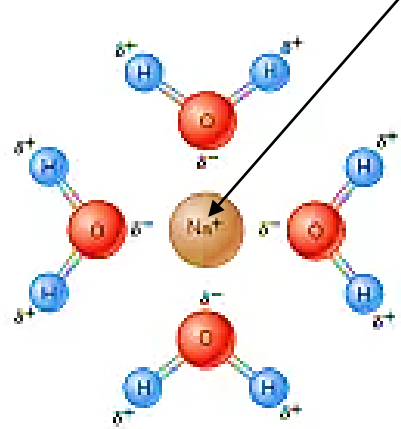
Adsorción física. Capacidad de intercambio catiónico

La **adsorción física** al no ser selectiva se vuelve predominante en la mayoría de suelos. Esta adsorción se produce por interacciones electrostáticas entre la **fase sólida de carga negativa en su superficie** y **los cationes de la disolución acuosa de carga positiva**. Las interacciones de la adsorción física son débiles, no hay contacto entre adsorbato (en solución) y adsorbente (superficie sólida), **sin producir enlaces químicos**, lo que permite los cationes conservar su capa de **solvatación**. Las débiles interacciones electrostáticas hace que los **cationes adsorbidos**, fácilmente **se intercambien por otros de carga mayor o presentes en mayor concentración**. Se genera un estado de equilibrio de intercambio catiónico entre los adsorbidos en la superficie de la fase sólida y los disueltos en la fase acuosa.

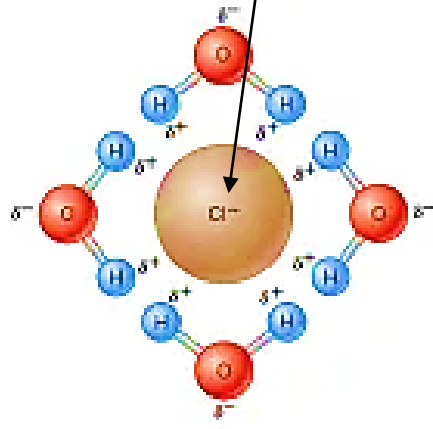




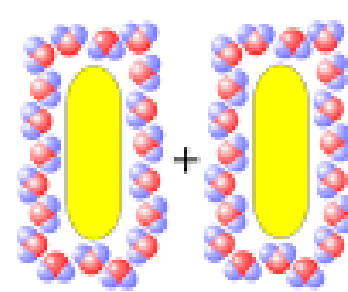
Solvatación



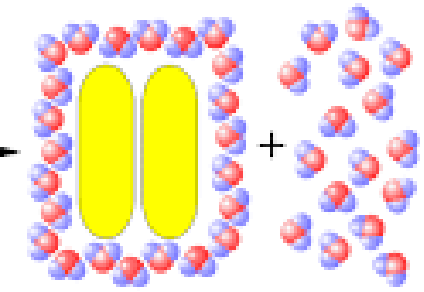
(a) Hidratación del ion sodio



(b) Hidratación del ion cloro



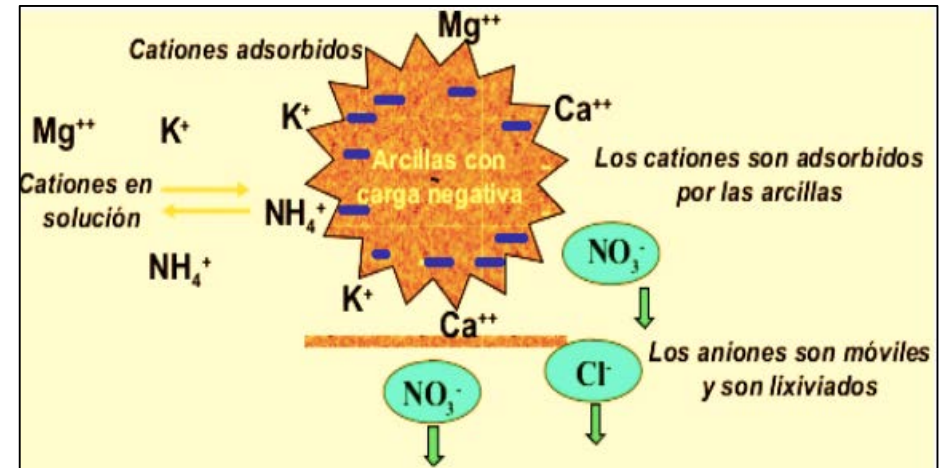
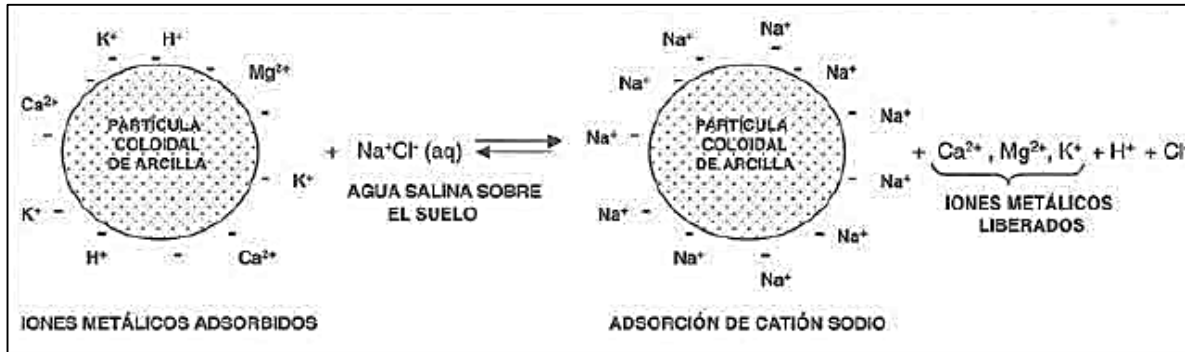
Estado 1: cada molécula hidrofóbica tiene su capa de solvatación



Estado 2: las dos moléculas hidrofóbicas se agregan y comparten capa de solvatación

Procesos de intercambio catiónico

La carga negativa de las partículas coloidales del suelo retiene cationes de la disolución acuosa que está sobre la superficie del coloide. Esta retención es importante para el suelo, reduce la pérdida de iones por lixiviación, los mantiene disponibles para ser captados por la vegetación. La retención en suelos agrícolas productivos sigue el orden: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ \approx \text{NH}_4^+ \approx \text{Na}^+$. Puede haber otros cationes metálicos intercambiables como (Cd^{2+} , Zn^{2+} , Pb^{2+} , Mn^{2+} , entre otros) en concentraciones muy bajas al pH normal de la disolución del suelo.

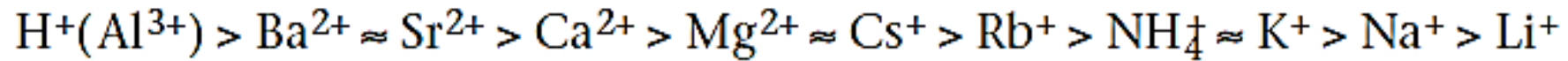


En suelos ácidos, si el pH es inferior a 5.5 estará presente Al^{3+} y si es menor a 4 estará presente H^+ .

Otros cationes, como los de metales de transición y de aluminio, de baja concentración en la fase acuosa del suelo, porque precipitan fundamentalmente como óxidos hidratados y aluminosilicatos. Los cationes adsorbidos por las partículas coloidales pueden intercambiarse por otros iones presentes en la disolución del suelo. El proceso en el que un catión es sustituido por otro se conoce con el *nombre de intercambio catiónico*.

Adsorción física. Capacidad de intercambio catiónico

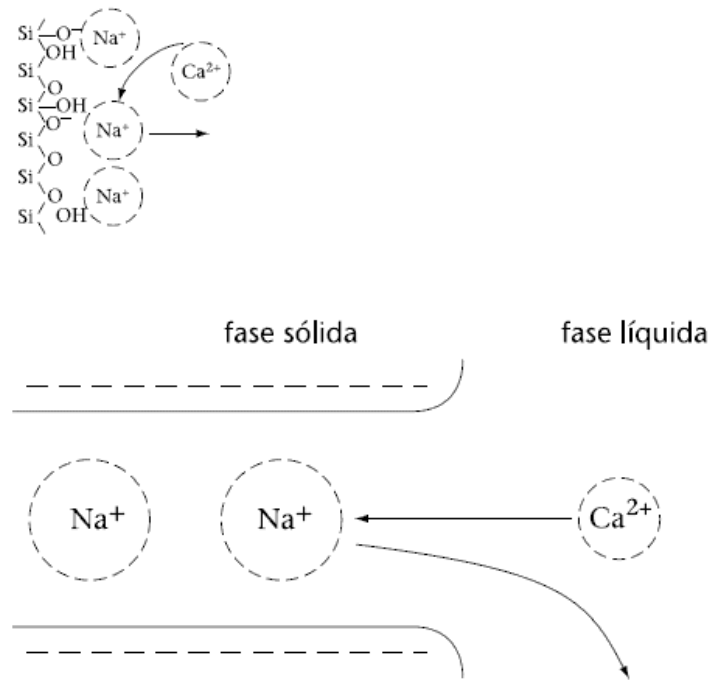
La retención catiónica es un proceso de adsorción física, los iones no pierden sus moléculas de solvatación. Por lo tanto, las interacciones adsorbato-adsorbente son de origen electrostático, la fuerza con la que los cationes estarán retenidos en una superficie de adsorbente dependerá de la densidad de carga del catión, y ésta viene dada por la relación carga:volumen del ión hidratado. Por ello, los cationes intercambiables pueden ordenarse según su densidad de carga:



A la anterior serie se le llama **serie liotrópica**, indica que, un catión puede ser desplazado por otro que esté más hacia su izquierda, con **mayor densidad de carga y, por tanto, mayor fuerza de retención**.

La concentración de los cationes en disolución es un factor importante que puede afectar al desplazamiento catiónico, debido al desplazamiento del equilibrio.

El ión H^+ figura en primer lugar, es la especie con mayor capacidad desplazante, la adición de H^+ al suelo provoca la liberación de ión Al^{3+} de los aluminosilicatos, razón por la que estos dos iones se asocian y aparecen en la serie liotrópica.



Intercambio catiónico superficial en interlámina de un silicato laminar. Los cationes se representan con su capa de solvatación.

Proceso de intercambio catiónico

Adsorción física. Capacidad de intercambio catiónico (CIC)

La cantidad total de cationes intercambiables (expresada como milimoles o miliequivalentes) en 100 gramos de suelo, se conoce como *capacidad de intercambio catiónico (CIC)*.

La densidad de sitios de intercambio en una muestra de suelo también define la (*CIC*) como la cantidad total de iones adsorbidos reversiblemente, expresada en moles de carga positiva por unidad de masa (por kg de suelo). El valor CIC de un suelo depende de su composición. Las fases sólidas del suelo que *más contribuyen al CIC son la fracción arcillosa y el material húmico*; dada su elevada superficie específica, presentan mayor superficie de contacto con la disolución acuosa por unidad de masa.

Los minerales de la fracción arcillosa presentan CIC que van desde 0.01-0.1 moles/kg de silicatos laminares; como caolinita sin sustitución isomórfica, a 0.8-1.2 moles/kg de silicatos con sustitución isomórfica, como montmorillonita. Por otro lado, los ácidos húmicos y fúlvicos presentan CIC aún mayores, con valores entre 1.5 y 3 moles/kg.

Para que se de el intercambio catiónico tendrán que estar presentes los materiales en el suelo con sitios de intercambio disponibles como lo son:

1. Óxidos y tectosilicatos. Disponen de grupos OH superficiales, que están disociados, ofreciendo carga negativa a un pH superior al pcc de dichos materiales. La magnitud de la carga depende del pH.
2. Silicatos laminares. Todos ellos, al igual que el caso anterior, poseen grupos OH superficiales. Tienen carga negativa a $\text{pH} > \text{pcc}$ y su valor depende del pH de la solución. No obstante, para los silicatos laminares con sustitución isomórfica, como la montmorillonita, además de la carga negativa superficial, también se ha de considerar la carga interna, que permite el intercambio catiónico en la interlámina. Esta carga es independiente del pH.
3. Material húmico. En particular los ácidos húmicos y fúlvicos. La carga proviene, sobre todo, de la disociación de los grupos carboxilo. Por lo tanto, la magnitud de la carga negativa también depende del pH de la disolución acuosa.

Procesos de intercambio aniónico

La abundancia de las partículas coloidales y el tener carga negativa, hacen que el proceso de adsorción de cationes sea el proceso predominante en la mayoría de los suelos. Sin embargo, también se producen reacciones de intercambio aniónico en suelos muy meteorizados, con alta concentración de óxidos hidratados de metales de transición (Al y Fe).

En suelos con valores de pH relativamente bajos, puede ocurrir que estos óxidos (Al, Fe) adquieran carga positiva, volviéndose capaces de retener aniones existentes en la disolución del suelo, utilizados por plantas y microorganismos como nutrientes (cloruros, hidrogenocarbonatos, nitratos, sulfatos, fosfatos, etc.).

Además de óxidos de metales de transición, también puede haber partículas coloidales con carga positiva, y participar en intercambio aniónico con los grupos amino de la fracción húmica del suelo e hidróxidos de aluminio y hierro de las capas octaédricas de las arcillas, a través de sus grupos hidroxilo.

Un ejemplo importante de aniones adsorbidos lo constituyen los iones fosfato que, al ser adsorbidos por las partículas edáficas, forman compuestos insolubles que son muy difíciles de asimilar por las plantas. Para disminuir la cantidad de fosfato retenido y hacerlo más asimilable para la vegetación, se pueden adicionar aniones que puedan ser adsorbidos en lugar de los fosfatos, como algunos silicatos.

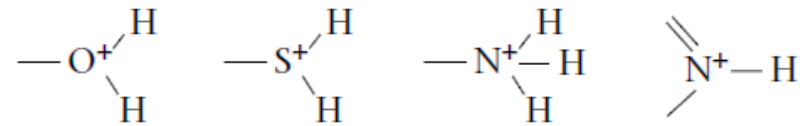
Al igual que ocurre con los cationes, se puede definir también una *capacidad de intercambio aniónico (CIA)* para el suelo que, debido a la composición del mismo, siempre será inferior al **CIC**.

Adsorción de aniones

En condiciones normales del suelo, la fase sólida expone a la disolución del suelo carga negativa, dando origen a la retención física de cationes. No obstante, hay circunstancias en las que ocurre lo contrario, donde la fase sólida se caracteriza por exponer una carga superficial positiva, originando cierta capacidad de retención aniónica.

Esta situación proclive a la adsorción física de aniones puede ocurrir en suelos cuyo **pcc (punto de carga cero)** medio sea elevado, de tal manera que éste sea mayor que el pH de la disolución del suelo. Esto es posible en suelos muy meteorizados, con alta la proporción de óxidos de metales de transición, como óxidos de Fe, Mn, Zn, etc. Con puntos de carga cero bastante más elevados que los silicatos.

La presencia predominante de cargas positivas en superficies sólidas que se da en suelos ácidos en los que $\text{pH} < \text{pcc}$. Puede ocurrir en casos extremos de derrames de soluciones **ácidas** o aguas ácidas de minas. Además, en estas circunstancias se produce la protonación (disolución) de distintos grupos funcionales presentes en la fracción húmica del suelo:



En estas situaciones una **capacidad de intercambio aniónico** (CIA) se puede definir como la suma de los moles de carga de aniones adsorbidos reversiblemente por unidad de masa de suelo. Al igual que la retención catiónica, en este caso también se define una serie liotrópica, tendencia al desplazamiento de un anión por otro adsorbido.



Procesos de intercambio aniónico

La adsorción de cationes como proceso predominante en los suelos, porque las partículas coloidales suelen tener carga negativa, **también ocurren reacciones de intercambio aniónico en suelos meteorizados, con una alta proporción de óxidos hidratados de metales de transición (fundamentalmente de Al y Fe)**. En suelos con valores de pH relativamente bajos, estos óxidos adquieren carga positiva y, por tanto, son capaces de retener aniones que existen en la disolución del suelo y que utilizan las plantas y los microorganismos como nutrientes (cloruros, hidrogenocarbonatos, nitratos, sulfatos, fosfatos, etc.).

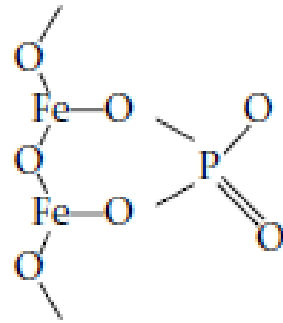
Además de los óxidos de los metales de transición, también pueden originar partículas coloidales con carga positiva, y por lo tanto, sufrir intercambio aniónico los grupos amino de la fracción húmica del suelo y los hidróxidos de aluminio y hierro de las capas octaédricas de las arcillas, a través de sus grupos hidroxilo.

Un ejemplo importante de aniones adsorbidos de forma específica lo constituyen los iones fosfato que, al ser adsorbidos por las partículas edáficas, forman compuestos insolubles que son muy difíciles de asimilar por las plantas. Para disminuir la cantidad de fosfato retenido y hacerlo más asimilable para la vegetación, se pueden adicionar aniones que puedan ser adsorbidos en lugar de los fosfatos, como algunos silicatos.

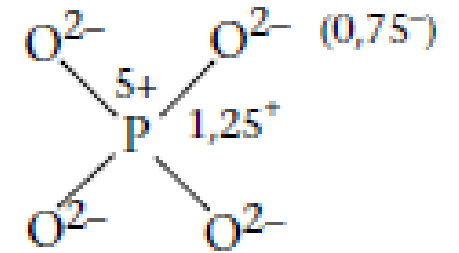
Al igual que ocurre con los cationes, se puede definir también una *capacidad de intercambio aniónico (CIA)* para el suelo que, debido a la composición del mismo, siempre será inferior al *CIC*.

Además de la adsorción física, también puede ocurrir una adsorción química que incremente el grado de retención aniónica. En general, si un determinado anión muestra tendencia a formar enlace químico con un ion metálico en disolución, Mn^+ , también mostrará afinidad por los grupos $>M-OH$ superficiales del óxido del mismo metal.

Por ejemplo, el anión fosfato muestra una elevada tendencia a formar enlaces covalentes con los óxidos de hierro:

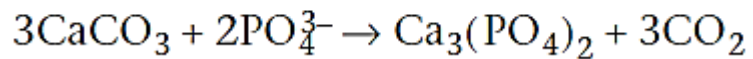
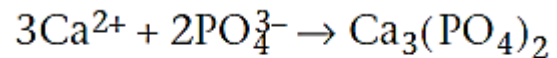


Los oxoaniones son las especies iónicas que suelen mostrar una mayor afinidad por las superficies de óxidos y silicatos. Una medida aproximada de esta afinidad viene dada por el valor de la carga positiva central compartida por cada oxígeno del oxoanión. Por ejemplo, para el anión fosfato:



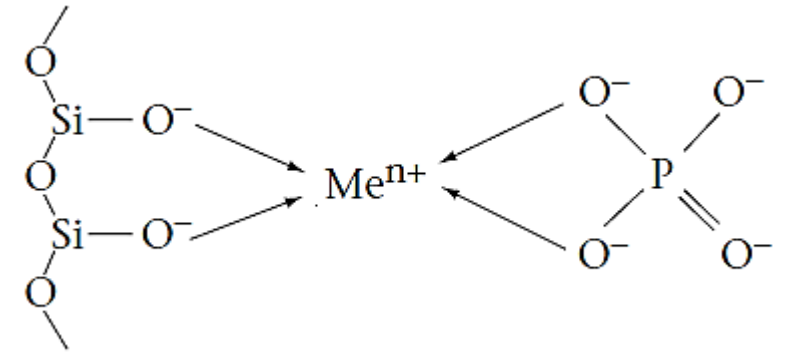
La tabla en la siguiente transparencia ordena distintos aniones según la carga negativa sobre los átomos de oxígeno. Para aniones con la misma carga, el orden se rige por la electronegatividad del átomo central: entre más electronegativo sea el átomo central, menor tendencia a poseer carga negativa tienen los átomos de oxígeno y, por lo tanto, menor retención en el óxido o el silicato

En suelos alcalinos y calcáreos, si bien hay un desplazamiento de los iones fosfato por hidroxilos, la presencia de iones Ca^{2+} en la disolución del suelo a elevada concentración favorece la precipitación de fosfatos de calcio.



Oxoanión	Carga negativa sobre el O
SiO_4^{4-}	-1
OH^-	-1
PO_4^{3-}	-0,75
AsO_4^{3-}	-0,75
CO_3^{2-}	-0,67
MoO_4^{2-}	-0,5
CrO_4^{2-}	-0,5
SO_4^{2-}	-0,5
NO_3^-	-0,33
ClO_4^-	-0,25

En suelos ácidos, que contienen disueltos iones Al^{3+} , Fe^{3+} y Mn^{2+} , el anión fosfato suele estar adsorbido a las fases sólidas con estos cationes actuando de puentes metálicos:



Adsorción química.

La adsorción química ocurre mediante de un enlace químico entre la **molécula de adsorbato** y la **fase adsorbente**, lo que **requiere un contacto íntimo entre ambos**. Como consecuencia de ello, la adsorción química es altamente específica y los parámetros que caracterizan a la isoterma dependen mucho de la naturaleza química del adsorbato y el adsorbente.

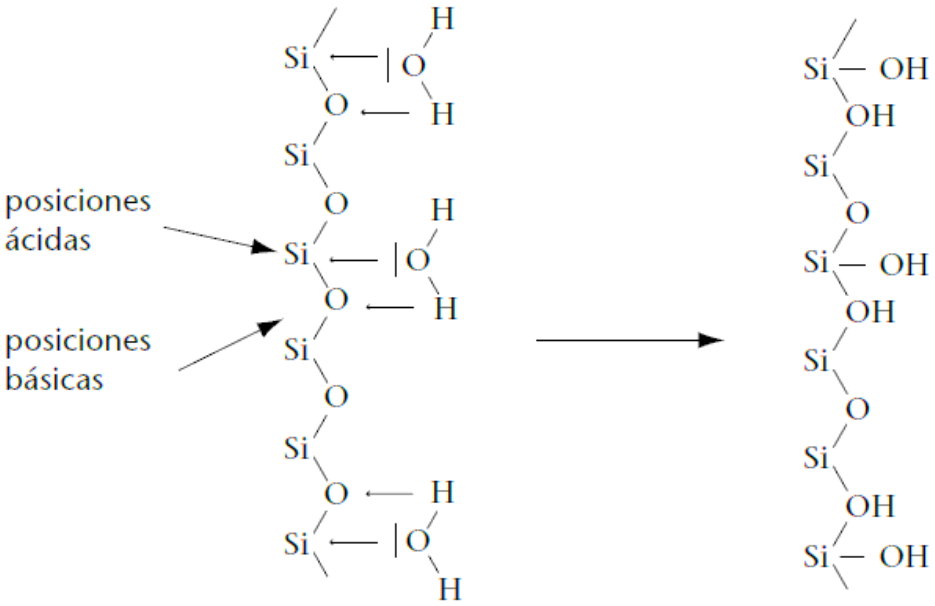
Procesos de adsorción sobre fases sólidas minerales

La mayoría de los minerales del suelo son silicatos y óxidos metálicos. En ambos casos, el contacto de la fase sólida con el agua produce una activación de la interfase. En este proceso, hay una rotura de las moléculas de agua (**hidrólisis**), debido al carácter ácido base de los átomos superficiales de óxido y silicato.

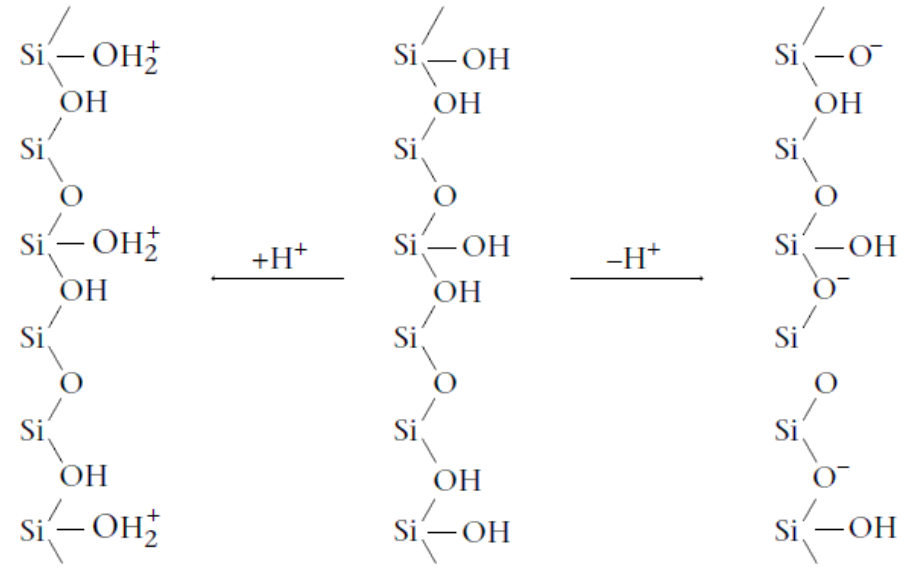
En esta situación, **los átomos de metal** actúan de sitios ácidos de Lewis, **aceptando electrones**, mientras que **los átomos de oxígeno** actúan de sitios básicos de Lewis, **cediéndolos**. En esta forma, en la interfase sólido-agua, las moléculas de agua se disocian: los *aniones hidroxilo (OH^-) se unen al mineral del suelo (fase sólida) y los iones hidrógeno (H^+) al oxígeno* (ver figura).

Este proceso da lugar a la hidroxilación de la superficie de los minerales metálicos y silicatos. Una vez hidroxilada la superficie del mineral gracias a la humectación o al contacto de la superficie del sólido con el agua tienen lugar procesos de *disociación de la superficie del óxido y el silicato, por lo que aparece una carga superficial* (ver figura)

Aniones hidroxilo se unen al metal y los iones hidrógeno al oxígeno



Disociación de la superficie del óxido y el silicato, por lo que aparece una carga superficial

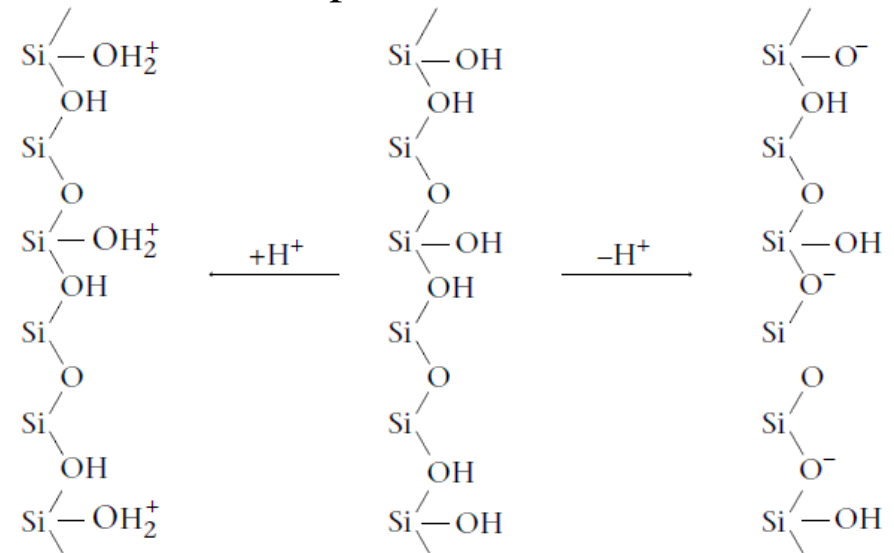
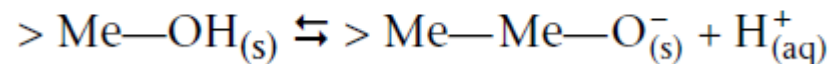
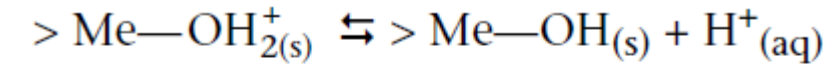


Procesos de sorción Química

La extensión en la que ocurren los procesos disociación de los grupos hidroxilo superficiales dependen del pH. A *pH elevados (alcalinos) ocurre la disociación y aparece carga negativa en la superficie*, mientras que a *pH bajos (ácidos) tiene lugar la disociación y la aparición consiguiente de carga positiva*.

Existe un pH intermedio en el que la carga superficial es cero, la superficie está totalmente hidroxilada (o prácticamente hidroxilada, con un remanente de grupos disociados en igual cantidad). A este pH se le denomina punto de carga cero (pcc), cuyo valor depende de la naturaleza química del sólido. En esta forma, en la superficie de un óxido metálico o silicato, ocurren dos procesos ácido base:

Disociación de una superficie de silicato hidroxilada



Si se conoce el valor del pcc, es posible deducir si la superficie de la fase mineral en contacto con una disolución acuosa presentará carga negativa o positiva.

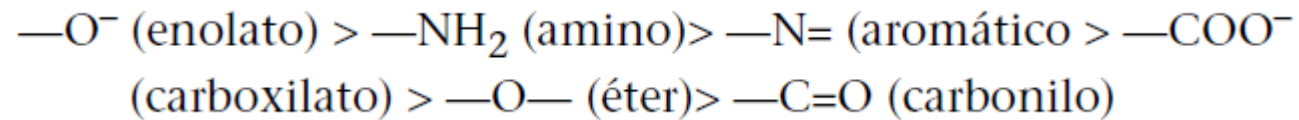
Por ejemplo, en un suelo típico, formado en su mayoría por silicatos (pcc entre 2 y 4), en cuyos poros hay disolución del suelo de pH normalmente comprendido entre 6 y 8, la superficie en contacto con la disolución presentará mayoritariamente carga negativa; es decir, una mayoría de grupos hidroxilo estará disociado. La carga superficial será mayor cuanto más elevado sea el pH de la disolución del suelo. **Solamente en suelos muy ácidos, como los afectados, por derrames ácidos de minas, pueden llegar a tener pH inferiores a 3, y presentar cierto grado de carga positiva.**

En suelos muy meteorizados, donde es importante la presencia de óxidos metálicos (óxidos de hierro, ZnO, TiO₂, MnO₂, Al₂O₃, etc.), el pcc medio del suelo puede ser elevado (alcalino), la superficie la fase mineral tendrá carga positiva, en presencia de disolución del suelo a su pH habitual. En cuanto mayor sea la diferencia entre el pH de la disolución del suelo y el pcc, mayor será la carga superficial (positiva o negativa, dependiendo del signo de la diferencia entre pH y pcc).

Mineral	pcc
Al ₂ O ₃	8,5 (7; 10)
Fe(OH) ₃	8 (7; 9)
ZnO	8
α-Fe(OOH)	7,5 (6; 9)
MnO ₂	7,2
Fe ₂ O ₃ (hematita)	6,7
TiO ₂ (anatasa)	6,3 (3; 9,7)
caolinita	4,6
montmorillonita	2,5
SiO ₂ , feldespatos	2 (-3; 7)

Procesos de adsorción sobre la materia orgánica

Los ácidos húmicos y fúlvicos tienen grupos funcionales donadores, formadores de enlaces de coordinación con cationes metálicos (ver figura en la siguiente transparencia). Los grupos funcionales en la fase sólida orgánica en su mayoría son grupos fenólico y carboxilato, además de grupos formadores de complejos con iones metálicos. El orden de afinidad de esos iones con los grupos funcionales presentes en la materia húmica es:



En el medio edáfico, un compuesto orgánico, dependiendo de su naturaleza química, será sorbido en una cierta cantidad en la fase sólida mineral y en la **materia orgánica del suelo (MOS)**. Las cantidades relativas entre ambas fases (*partición*), dependerán del grado de funcionalización y del grado de hidrofobicidad de la molécula. En general, la concentración de compuesto *i* en el suelo ($C_{i,s}$) estará dada por:

$$C_{i,s} = KC_{i,ac}^n \quad K_d = \frac{C_{i,ac}^n}{C_{i,s}} \quad C_{i,s} = \frac{m_i}{m_s} = \frac{m_{i,min}}{m_s} + \frac{m_{i,MO}}{m_s} \frac{m_{MO}}{m_{MO}} = C_{i,min} + C_{i,MO} f_{MO}$$

En esta expresión las variables son, masa de contaminante (m_i), masa de suelo (m_s), materia orgánica en suelo (m_{MO}), compuesto orgánico en fase mineral ($m_{i,min}$) y orgánica ($m_{i,MO}$) y f_{MO} es la fracción de materia orgánica en el suelo (m_{MO}/m_s). Dividiendo la expresión anterior por la concentración de compuesto orgánico en el agua ($C_{i,A}$), se obtiene la siguiente igualdad:

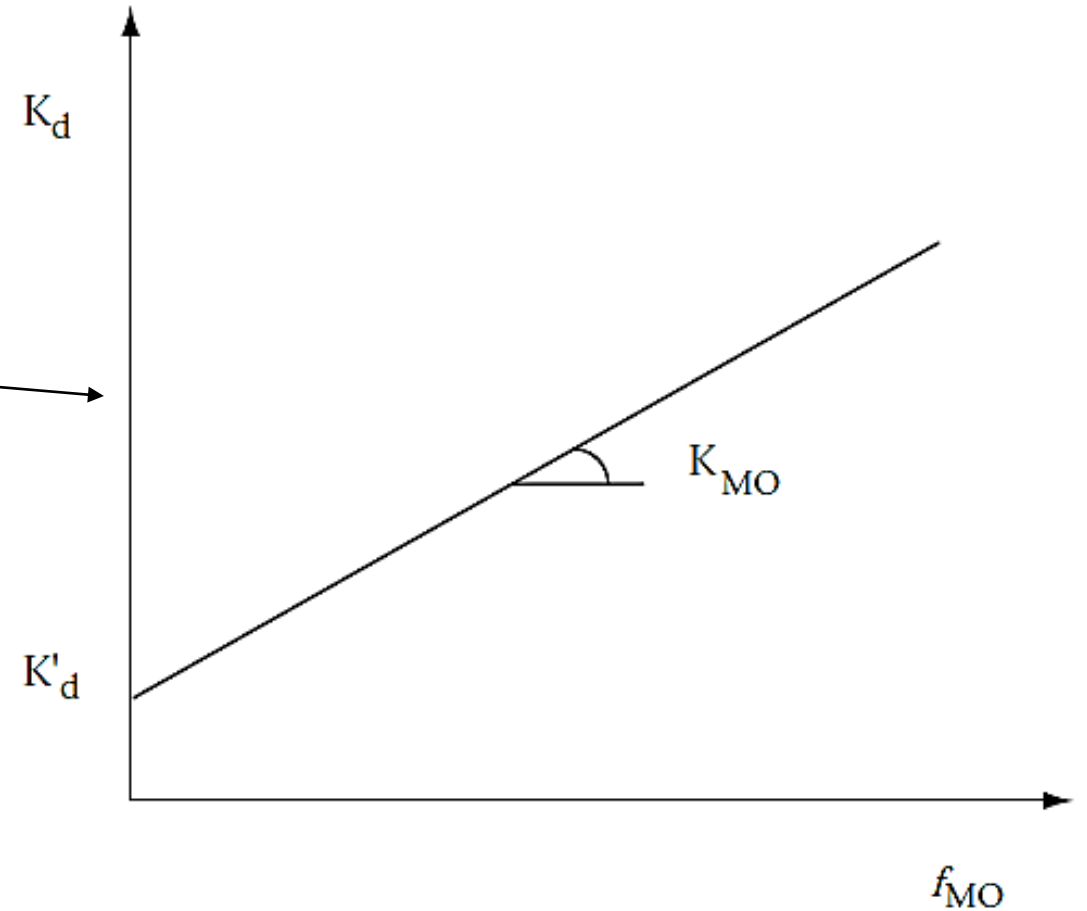
$$\frac{C_{i,S}}{C_{i,A}} = \frac{C_{i,min}}{C_{i,A}} + \frac{C_{i,MO}}{C_{i,A}} f_{MO}$$

$$K_d = K'_d + K_{MO}f_{MO}$$

La relación entre el coeficiente de distribución (K_d) del compuesto orgánico y la fracción de materia orgánica del suelo se ilustra en la figura siguiente.

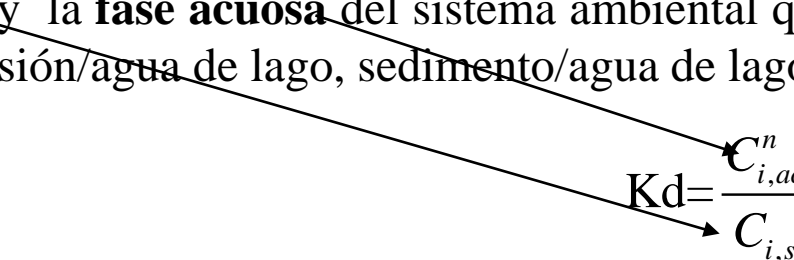
Se observa que el *coeficiente de distribución (K_d) aumenta linealmente al aumentar f_{MO}* . El valor de la ordenada en el origen, corresponde al K_d del compuesto orgánico en ausencia de materia orgánica del suelo. Para compuestos hidrófobos, su interacción con la fase mineral es muy débil, y toma un valor muy bajo, con lo que puede despreciarse con relación al término hidrófobo $K_{MO}f_{MO}$, siendo K_{MO} el K_d del compuesto orgánico entre la materia orgánica del suelo y el agua. En este caso, la ecuación (2.5.1) queda así:

$$K_d = K_{MO}f_{MO}$$



Conocer el valor de K_d es importante para evaluar el destino ambiental de un contaminante, y en particular para los contaminantes hidrófobos, muchos de los cuales son tóxicos y persistentes en el medio ambiente. Por ejemplo, un valor elevado de K_d es una indicación de que un contaminante posiblemente queda retenido en suelos o sedimentos, o bien incorporado a coloides orgánicos presentes en el medio hídrico o en la disolución del suelo.

El valor de K_d se puede determinar a partir de medidas in situ de las concentraciones en equilibrio de compuesto orgánico en la **fase sólida** y la **fase acuosa** del sistema ambiental que se trate (fase sólida del suelo/disolución del suelo, partículas sólidas en suspensión/agua de lago, sedimento/agua de lago, etc.),


$$K_d = \frac{C_{i,ac}^n}{C_{i,s}}$$

o se puede estimar a partir de otros parámetros de fácil acceso experimental. Como, por ejemplo, la constante **octanol-agua (K_{OA})**, una constante de reparto de un compuesto orgánico entre **una fase hidrófoba orgánica (octanol=O)** y **otra hidrófila (agua=A)**, y se determina a partir de la relación de las concentraciones en equilibrio de compuesto en las dos fases:

$$K_{OA} = \frac{C_{i,O}}{C_{i,A}}$$

Esta constante fue introducida a mediados del siglo pasado por la industria farmacéutica, para estimar la posibilidad de un fármaco de ser excretado incorporado en la orina, o bien retenido en las fases lipídicas del organismo.

Posteriormente este parámetro se incorporo en estudios ambientales de comportamiento de contaminantes, en el medio edáfico. Por el hecho de que existe una dependencia lineal entre los valores de KOA y KMO o KCO, cuando se establecen relaciones empíricas entre estos parámetros del tipo:

$$\log K_{MO} = a \log K_{OA} + b$$

Donde a y b son constantes empíricas que se aplican a distintas familias de compuestos orgánicos. Otra propiedad fisicoquímica relacionada con K_{MO} o K_{CO} es la solubilidad (S), la concentración de compuesto en equilibrio con su fase sólida pura a una presión y una temperatura dada. En este caso, la relación es:

$$\log K_{MO} = -x \log S + y$$

los mismos valores de x e y se aplican a compuestos orgánicos de una misma familia. En la tabla adjunta se muestran valores de parámetros que definen las ecuaciones anteriores para distintas familias de compuestos orgánicos

Familia	a	b	x	y
Hidrocarburos aromáticos	1,01	-0,73	-0,93	-0,17
Hidrocarburos clorados	0,88	-0,27	-0,70	0,35
Triazinas cloradas	0,37	1,15	-0,41	1,20
Fenilureas	1,10	0,15	-0,56	0,97
Clorofenoles	0,81	-0,25	-	-

Estimar el valor de K_d del herbicida atrazina, perteneciente a la familia de las triazinas, cuyo valor de $\log K_{OA}$ es 2.61, para un suelo con una fracción de carbono orgánico de 0.010.

$$K_{OA} = \frac{C_{i,O}}{C_{i,A}} = 2.61$$

$$\log K_{MO} = a \log K_{OA} + b$$

Familia	a	b	x	y
Hidrocarburos aromáticos	1,01	-0,73	-0,93	-0,17
Hidrocarburos clorados	0,88	-0,27	-0,70	0,35
Triazinas cloradas	0,37	1,15	-0,41	1,20
Fenilureas	1,10	0,15	-0,56	0,97
Clorofenoles	0,81	-0,25	-	-

Los valores de las constantes a y b empíricas para la atrazina son: $a=0.37$ y $b=1.15$

$$\log_{10} K_{MO} = 0.37 \log_{10} 2.61 + 1.15 = 1.3$$

$$K_{MO} = 10^{1.3} = 19.95 \approx 20 \text{ l/kg}$$

Para estimar el K_d se necesita conocer f_{MO} , que se obtiene de $f_{CO} = 0.01 = 0.58 f_{MO}$. Por lo tanto $f_{MO} = 0.017$ y como resultado:

$$K_d = 20 \times 0.017 = 0.34 \text{ l/kg}$$

Procesos ácido-base

Al ir transformándose el suelo por procesos de meteorización, va experimentando cambios en su pH. El pH depende principalmente de la presencia de ciertos cationes en el suelo, que pueden venir de: la atmósfera, vegetales, fertilizantes, reacciones químicas, de percolación de agua, etc.

El pH óptimo para la mayoría de los cultivos está entre 6 y 7.5 pero ciertos fenómenos que pueden producir acidificación excesiva del suelo, como:

- Precipitaciones ácidas.
- Adiciones de materia orgánica procedente de residuos vegetales que pueden liberar compuestos ácidos solubles.
- Uso de fertilizantes amoniacales que pueden sufrir reacciones de nitrificación.
- Disolución de CO_2 .
- Adsorción de cationes por las plantas durante su crecimiento, que son intercambiados por H^+ .
$$\text{Partícula-M}^{n+} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Partícula-H}^+ + \text{M}^{n+} + \text{HCQ}_3^-$$
- Oxidación de sulfuros de hierro en suelos pirolíticos.

La acidificación de la solución que penetra a través del suelo, al entrar en contacto con las partículas edáficas, produce cambios en su composición, disolviendo algunos materiales relativamente insolubles. Un efecto secundario relacionado con la acidificación y aumento de la solubilidad de sales es la salinización, que se considera un importante problema de contaminación.

Procesos de oxidación-reducción

La presencia en el suelo de especies aceptoras y donadoras de electrones, producen reacciones redox causando cambios en los estados de oxidación de componentes de especies orgánicas e inorgánicas participantes en esas reacciones. El pH del suelo influye en estos procesos de oxidación-reducción.

El principal aceptor es el oxígeno presente en el aire edáfico que, proviene de la atmósfera y la especie donadora más abundante es la materia orgánica del suelo. La concentración de oxígeno en suelos bien ventilados tiende a la concentración atmosférica. En el caso de suelos con alta humedad la difusión del oxígeno se reduce, debido a que el coeficiente de difusión del oxígeno en el agua es muy bajo. Debido a la importancia del agua en la difusión del oxígeno a través del suelo, es por lo que la porosidad del mismo determina la velocidad a la que el oxígeno penetra al suelo.

Los suelos inundados de baja porosidad, crean ambientes anóxicos donde no hay oxígeno o está en bajas concentraciones, siendo otras las especies las aceptoras de electrones. **Los agentes oxidantes y procesos de reducción más favorables al agotarse el oxígeno son los siguientes:** NO_3^- , que se reducen a NO_2^- ; MnO_2 que se reduce Mn^{2+} ; Fe_2O_3 e $\text{Fe}(\text{OH})_2$ que se reducen a Fe^{2+} ; SO_4^{2-} , que se reducen a H_2S ; CO_2 , que se reduce a CH_4 y, al agotarse estas especies, entra la materia orgánica, reduciéndose a metano, etanol u otros compuestos de reducción.

En las reacciones redox que ocurren en suelo, se producen cambios en el pH, debido a que en los procesos de reducción *se consumen* de protones (*aumento de alcalinidad*), y en los de oxidación de materia orgánica, en condiciones aerobias, aumenta la concentración de estas especies químicas y aumenta la acidez del suelo.

Es así como las condiciones anaerobias producidas por compactación del suelo o por inundación prolongada, producen reducción del oxígeno (necesario para la respiración de raíces y microorganismos) y aumento de la alcalinidad del medio edáfico. En estas condiciones, se pueden disolver minerales de Mn y Fe, liberándose iones Mn^{2+} y Fe^{2+} , que en altas concentraciones pueden resultar tóxicos. Se pueden generar también cantidades importantes de H_2S , que pueden resultar perjudiciales para el crecimiento de las plantas.

Suelo contaminado se define como: *Porción de terreno, superficial o subterránea, cuya calidad ha sido alterada como consecuencia de derrame, directo o indirecto, de residuos o productos peligrosos.* El origen de las alteraciones que se producen en el suelo no puede atribuirse a una sola causa.

La contaminación puede aparecer como resultado de actividades **industriales, agrícolas o de servicios** (actuales o pasadas), aunque es el sector industrial el principal agente contaminante.

La acumulación (**relleno sanitario**) de residuos sobre un terreno sin un control adecuado, fugas de depósitos y tuberías enterradas y práctica de operaciones o maniobras industriales sobre suelos mal protegidos (**almacenamiento de productos, manipulación de materias primas, etc.**), constituyen el origen de un elevado porcentaje de los suelos contaminados.

Los contaminantes presentes en el suelo pueden producir los siguientes efectos perjudiciales:

- Contaminación de las aguas subterráneas a través de lixiviados.
- Contaminación de las aguas superficiales a través de la escorrentía.
- Contaminación del aire por combustión, evaporación, sublimación o arrastre por el viento.
- Envenenamiento por contacto directo.
- Envenenamiento a través de la cadena alimentaria.
- Fuego y explosión

La contaminación de los suelos se suele dividir en dos tipos:

- Contaminación endógena: si se producen desequilibrios en los constituyentes del suelo, provocando variaciones de alguna/s especie/s a concentraciones nocivas para los seres vivos:
 - Movilización de metales a causa de procesos de acidificación.
 - Disminución de Mn^{2+} por presencia de especies metálicas que catalizan su oxidación.
 - Aumento del porcentaje de Na en el suelo, produciendo una salinización del mismo que influye en los cultivos.
- Contaminación exógena: si es provocada por distintos tipos de vertidos o productos agrícolas en exceso (metales, hidrocarburos, pesticidas, fertilizantes, etc.), con componentes ajenos a la composición inicial del suelo.

Principales contaminantes presentes en el suelo en función del tipo de industrias que los generan

TIPO DE INDUSTRIA	PRINCIPALES CONTAMINANTES DEL SUELO
Estaciones de servicio	Hidrocarburos y derivados del petróleo
Fábricas de gas	Alquitrán, benceno, fenoles, hidrocarburos aromáticos policíclicos, cianuros
Industria textil	Hidrocarburos y metales pesados
Industrias químicas	Gran diversidad de contaminantes
Maquinaria	Disolventes clorados
Metalurgia/Galvánica	Hidrocarburos aromáticos, metales pesados y cianuros
Petróleo y aceite	Hidrocarburos aromáticos y alifáticos
Pinturas, barnices, colas y pegamentos	Disolventes y metales pesados.

PRINCIPALES CONTAMINANTES DEL SUELO: Contaminantes metálicos

Los metales pesados, en concentraciones entre 0.1 y 0.001 mg/litro en la solución del suelo se comportan como micronutrientes. Las fuentes de estos contaminantes son: **derrames industriales, actividad minera, residuos, pesticidas, tráfico, etc.** Los metales derramados en mayor cantidad son: Mn, Zn, Cu, Cr, Pb, Ni, V, Mo, mientras que los menores son: Cd, Hg altamente tóxicos y Sb.

La concentración de metales en los suelos es influenciada por procesos de **adsorción**, intercambio iónico, pH y por otras reacciones donde intervienen. Las tres vías principales de retención por el suelo de metales pesados son:

- **Procesos de adsorción** en la superficie de partículas coloidales minerales u orgánicas.
- **Formación de complejos** con las sustancias húmicas del suelo.
- **Reacción de precipitación** en forma de sales insolubles.

Al llegar los contaminantes al suelo, son adsorbidos por partículas coloidales (arcillas), o arrastrados a capas profundas por la lluvia. Los contaminantes solubles se infiltran en la capa superficial del suelo, **donde ocurre la adsorción**. Los compuestos insolubles se acumulan en la superficie de moléculas orgánicas hidrófobas, enlazándose a través de la materia orgánica presente en el suelo

En ciertos casos, ocurre el fenómeno «**biometalación**», que consiste en la movilización de metales pesados, al formarse un enlace entre un **catión metálico (Hg, Pb, As y Cr)** y el **grupo metilo (CH₃Hg⁺)**, formándose compuestos liposolubles y su incorporación a la cadena trófica. Se produce también contaminación por metales en acuíferos por percolación

Contaminantes orgánicos

La contaminación del suelo por contaminantes orgánicos son de naturaleza compleja, debido a la gran diversidad de compuestos orgánicos existentes y a su gran reactividad. La contaminación por compuestos orgánicos, es fundamentalmente la producida por *derivados del petróleo*. La movilidad de estos contaminantes depende del tipo de suelo (contenido en materia orgánica, capacidad de intercambio iónico, etc.) y de la composición química y propiedades de los compuestos (solubilidad en medio acuoso, presión de vapor, etc.). El desplazamiento de los contaminantes orgánicos se puede producir por tres mecanismos: *difusión, dispersión mecánica y convección*.

Otros procesos importantes son la degradación química y biológica de estos compuestos, así como su posible volatilización. Tienen también gran importancia en los fenómenos de adsorción-complejación de metales.

Fertilizantes

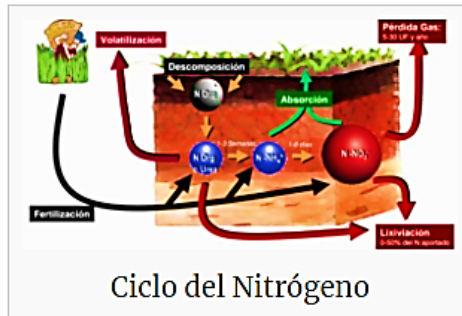
Los mayores problemas de contaminación por fertilizantes es por el nitrógeno y su acumulación en forma de nitratos (NO_3^-). Los nitratos son, en general, poco retenidos lixiviándose hacia lugares profundos del suelo, produciendo contaminación de acuíferos, o por escorrentía de aguas superficiales. El exceso de nitratos causa problemas de *eutrofización y de toxicidad*.

El fósforo es otro de los elementos que forma parte de los fertilizantes. Suele ser retenido en forma de compuestos insolubles de Fe^{3+} ($\text{Fe}(\text{NO}_3)_3$) y/o Al^{3+} ($\text{Al}(\text{NO}_3)_3$) en suelos ácidos y de Ca^{2+} ($\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$) en suelos alcalinos.

El exceso de abonos por estiércol como fertilizante en suelos, puede agravar su contaminación, y el uso excesivo de residuos líquidos, conducen a problemas de salinización.

El exceso de nitratos causa problemas de eutrofización y de toxicidad.

Los nutrientes que más influyen en este proceso son los fosfatos y el nitrógeno



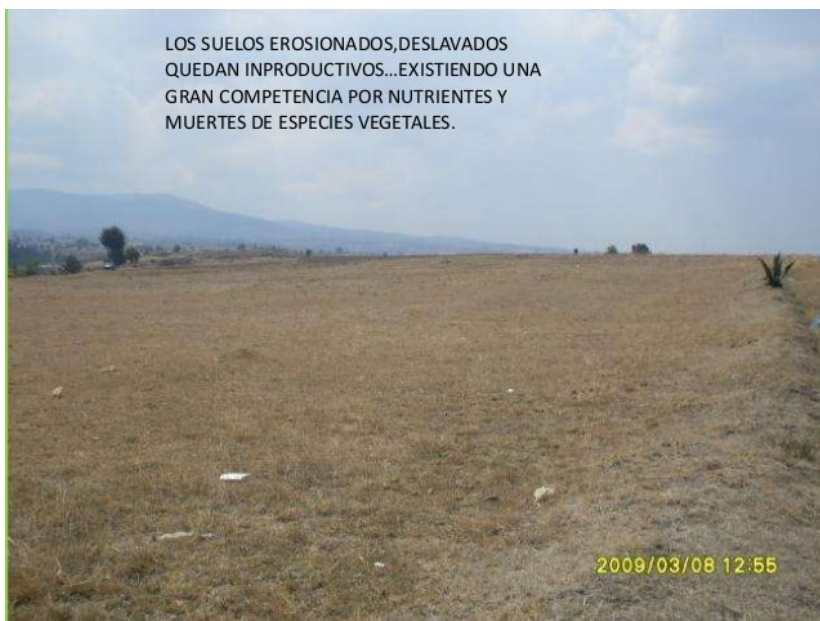
La **eutrofización** ocurre cuando aguas y suelos se enriquecen en nutrientes. En esta situación hay un crecimiento exacerbado y descontrolado de las plantas y otros organismos, los cuales, cuando se mueren, se pudren y llenan el agua y suelos de malos olores, disminuyendo su calidad y dándole un aspecto nauseabundo.

El proceso de putrefacción consume gran cantidad del oxígeno disuelto y las aguas dejan de ser aptas para la mayor parte de los seres vivos. El resultado final es un ecosistema casi destruido.

Para determinar el nivel de eutrofización del agua de un lago se mide el contenido de clorofila de una columna de agua y se combina con las medidas de nitrógeno, fósforo y la capacidad de penetración de la luz

Fertilizantes orgánicos

La importancia y, en algunos casos, los graves problemas asociados a los fertilizantes orgánicos merecen atención especial. El estiércol producido por el ganado vacuno y porcino y por las aves de corral se utiliza como fertilizante orgánico en todo el mundo. A ello hay que añadir las excretas humanas, sobre todo en algunos países asiáticos donde las excretas animales y humanas se utilizan tradicionalmente en la piscicultura, además de en los suelos. No obstante, la producción ganadera intensiva ha creado graves problemas de degradación ambiental, fenómeno que ha sido objeto de medidas legislativas y de control tanto en Europa como en América del Norte. *El problema es especialmente agudo en determinadas zonas de producción ganadera intensiva, como el este y el sur de los Países Bajos, donde la producción de estiércol supera con creces la capacidad de la tierra de asimilar esos desechos.*



Pesticidas

Los plaguicidas orgánicos sintéticos son peligrosos para los suelos en función de su persistencia y toxicidad, así como su posible bioacumulación. Son compuestos que pueden sufrir transformaciones químicas, degradaciones biológicas, retención en las partículas edáficas o lixiviación a los acuíferos en función de su naturaleza química, la constitución del suelo y la concentración de microorganismos en el mismo.

Los procesos de adsorción y, en menor medida, de intercambio iónico, se producen esencialmente sobre la materia orgánica del suelo (fracción húmica). La adsorción de un pesticida tiene diversos efectos sobre su acción plaguicida, degradación, toxicidad, etc.

Acidificación

Puede ser causada por vertidos industriales, acumulación de residuos vegetales, lluvia ácida o fertilizantes amoniacales, entre otros. Los problemas más importantes a tener en cuenta son la disolución de materiales insolubles del suelo y la liberación de metales tóxicos por procesos de intercambio iónico. También se producen cambios del potencial de oxidación-reducción, con los consiguientes cambios en los procesos de degradación (condiciones aerobias-anaerobias).

¿Cuáles son las causas de la eutrofización?

Los factores que inciden en el proceso de eutrofización son:

- Clima cálido.
- Cuerpos de agua poco profundos, o con bajo caudal.
- Poca superficie arbórea, sujeta a precipitaciones abundantes que favorecen la erosión y el arrastre de nutrientes hacia los ecosistemas acuáticos.
- En áreas de drenaje donde predominan sedimentos hay mayor aporte de fósforo por escorrentía, es decir por el agua de lluvia que circula por el terreno.

Además, los suelos arcillosos drenan pobremente y también favorecen la escorrentía y de esta manera, el aporte de nutrientes en los cuerpos de agua. Asimismo, las causas pueden darse por cuestiones naturales, o bien por las acciones del hombre, que están estrechamente vinculadas con el ambiente. Entre los factores naturales que intervienen en la eutrofización se pueden mencionar, precipitaciones; liberación de sedimentos anóxicos, es decir los que tienen baja concentración de oxígeno; descomposición de organismos, excrementos y fijación de nitrógeno por microorganismos.

Agricultura, ganadería, actividad forestal, residuos urbanos, actividad forestal, contaminación atmosférica, residuos urbanos, actividad industrial, desforestación, etc.

Salinización

Los procesos ácido-base, entre ellos la salinización consiste en la acumulación de sales solubles o fáciles de solubilizar en el suelo, tales como NaCl , Na_2SO_4 , CaCO_3 , MgCO_3 , entre otras.

Es un fenómeno común en regiones áridas, donde las aguas subterráneas contienen altas concentraciones sales y la tasa de evapotranspiración es alta. Cuando el nivel freático es alto, ocurre un movimiento ascendente del agua salina, evaporándose al llegar a la superficie, liberando sales en los horizontes superficiales del suelo. Además de la aridez del terreno, otras causas que producen la salinización de un suelo son:

- Meteorización química.
- Existencia de sales fósiles.
- Presencia de aguas superficiales en un terreno mal drenado.
- Actividades antropogénicas puntuales (vertidos de residuos industriales, uso de fertilizantes, uso de aguas de riego con alto contenido en sales, vertidos procedentes de minas de sal, etc.).
- Precipitación atmosférica.

La salinización produce diversos problemas químicos y físicos en el suelo. Destacando la reducción en la disponibilidad de hierro, fósforo, potasio y de ciertos micronutrientes, al formar fases sólidas insolubles. Entre los problemas físicos es la formación de costras que bloquean los poros, disminuyendo la permeabilidad del suelo. Esto se produce, además de por causas naturales, derrames industriales y mineros, aguas de riego con exceso de sales o por el uso excesivo de fertilizantes. La salinidad produce mayor dificultad de absorción del agua del suelo para las plantas