

MINERALES

Ing. Agr. Lidia Giuffrè de López Camelo

OBJETIVOS

- Conocer la estructura de los minerales de interés edafológico.
- Relacionar la mineralogía con propiedades de los suelos.

1. Introducción

Se da el nombre mineral a todo cuerpo o sustancia producida por procesos inorgánicos que presenta un carácter homogéneo y que forma parte de la corteza terrestre. Por lo general, los minerales están formados por dos o más elementos químicos pudiendo su composición ser expresada mediante una fórmula.

Las **propiedades** de los minerales son:

- **inorgánicos**, no derivan de sistemas vivos
- **definida composición química**
- **cristalizados**, poseen un arreglo interno ordenado
- **características físicas**, como: dureza, color, brillo, clivaje

Se conoce un gran número de minerales pero tan sólo unos pocos constituyen las rocas que intervienen en la formación de los suelos. En Edafología tiene importancia el estudio de rocas y minerales pues la totalidad de los constituyentes sólidos inorgánicos del suelo no son más que fragmentos de minerales y sus productos de alteración.

Las rocas son agregados o mezclas de minerales pero existen rocas, como la caliza, formada por un sólo mineral que es la calcita; en cambio, el granito contiene típicamente tres minerales: cuarzo, feldespato y mica.

Los minerales formadores de suelo pueden reunirse esencialmente en dos grupos:

- Minerales primarios
- Minerales secundarios

Los **primarios** comprenden a todos aquellos minerales que forman las rocas y algunos son tan persistentes que permanecen inalterables. Se encuentran en mayor proporción entre las partículas gruesas (arena), son pobres en nutrientes y forman el esqueleto del suelo.

Los **secundarios** resultan de la **alteración** o descomposición de los minerales primarios menos resistentes. Su génesis es un atributo del suelo.

2. Estructuras cristalinas

Se dice que un cristal es un ordenamiento de iones o átomos que se repiten a intervalos regulares en las 3 dimensiones del espacio.

El oxígeno es el componente mayoritario de los minerales, constituyendo aproximadamente el 50% en peso. Dado su gran radio iónico, más de 3 veces superior al del silicio, en volumen constituye aproximadamente el 90%.

Dentro de la estructura cristalina, un ion se rodea de otros de cargas opuestas. El número de iones que pueden rodear a uno central recibe el nombre de **número de coordinación** y depende de la relación entre los radios del ion central y de los que lo rodean.

El número de coordinación determina la **configuración**: tetraédrica, octaédrica, etc.

2.1 Unidades estructurales básicas de los minerales

3. Minerales primarios

| Unidad | Catión central | Radio iónico (Å) | Nº de coordinación |
|-----------|------------------|------------------|--------------------|
| Tetraedro | Si ⁴⁺ | 0,42 | 4 |
| | Al ³⁺ | 0,51 | 4 |
| Octaedro | Al ³⁺ | 0,51 | 6 |
| | Mg ²⁺ | 0,76 | 6 |
| | Fe ²⁺ | 0,74 | 6 |

3.1 Cuarzo, SiO₂

Es el más común de los minerales formadores de suelos, por ser muy duro y tener baja solubilidad. No contribuye con nutrientes para las plantas.

3.2 Carbonatos

La calcita (carbonato de calcio) es un mineral relativamente soluble, mientras que la dolomita (carbonato de calcio y magnesio) es menos soluble.

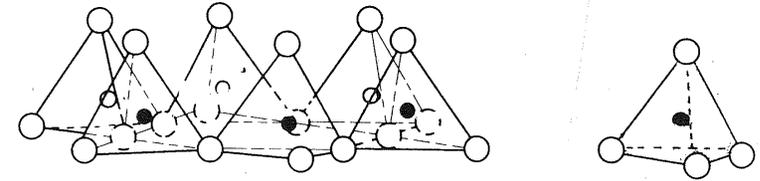
3.3 Apatita

Es la fuente original inorgánica de prácticamente todo el fósforo del suelo.

3.4 Minerales silicatados

Constituyen los minerales más importantes de casi todas las rocas madres.

La unidad básica se encuentra formada por el **tetraedro de silicio**. Cada átomo de silicio se coordina con cuatro átomos de oxígeno. Estos enlaces son covalentes y de alta energía, lo que explica su estabilidad elevada.



Tetraedros de silicio

La polimerización de tetraedros compartiendo oxígenos da origen a las siguientes estructuras:

Nesosilicatos

Es el caso más simple, los tetraedros se mantienen individuales y sus cargas son saturadas completamente por cationes mono y divalentes. Ejemplo: olivino, zircón.

Sorosilicatos

La estructura fundamental de este grupo está dada por dos tetraedros que comparten un oxígeno saturándose las cargas restantes con cationes. Ejemplo: epidoto, hemimorfita

Ciclosilicatos

En este grupo la estructura se presenta compuesta por tres o más unidades de tetraedros que se ciclan formando anillos. Ejemplo: turmalina, berilo.

Inosilicatos

Los tetraedros se unen formando largas cadenas longitudinales. Se diferencian dos tipos:

- Piroxenos: su estructura está formada por una cadena simple. Ejemplo: augita.
- Anfiboles: en este caso la cadena es doble. Ejemplo: hornblenda.

Filosilicatos

Proviene de uniones sucesivas de cadenas lineales, que presentan disposición laminar. En este grupo se encuentran las micas. Ejemplo: muscovita

(mica blanca); biotita (mica negra). El color de las micas se hace más oscuro a medida que aumenta su contenido en Fe.

Tectosilicatos

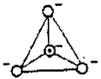
Son estructuras tridimensionales. Ejemplo: los feldespatos que son los más importantes dentro de los silicatos. Se distinguen distintos tipos de feldespatos según los cationes que presenten, diferenciándose:

- Ortoclasas: el catión acompañante es K. Ej.: ortosa
- Plagioclasas: el catión acompañante puede ser Ca o Na. Ej.: albita (Na) y anortita (Ca).

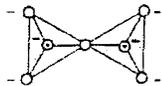
Los feldespatos como la ortosa se alteran muy lentamente al contrario de las plagioclasas que lo hacen tanta más rápidamente cuanto más ricas son en Ca.

Si el silicio de los tetraedros es reemplazado por Al^{3+} , los tetraedros se hacen más inestables, más atacables, y aparece una carga residual adicional negativa.

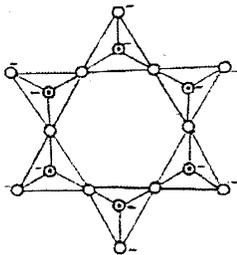
NESOSILICATOS



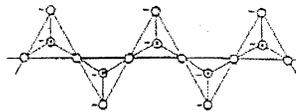
SOROSILICATOS



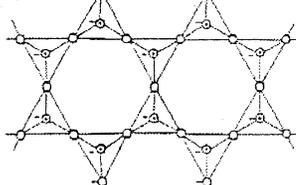
CICLOSILICATOS



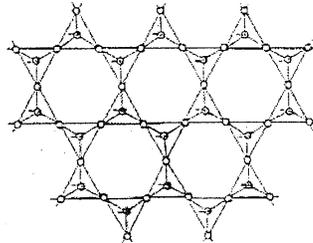
INOSILICATOS



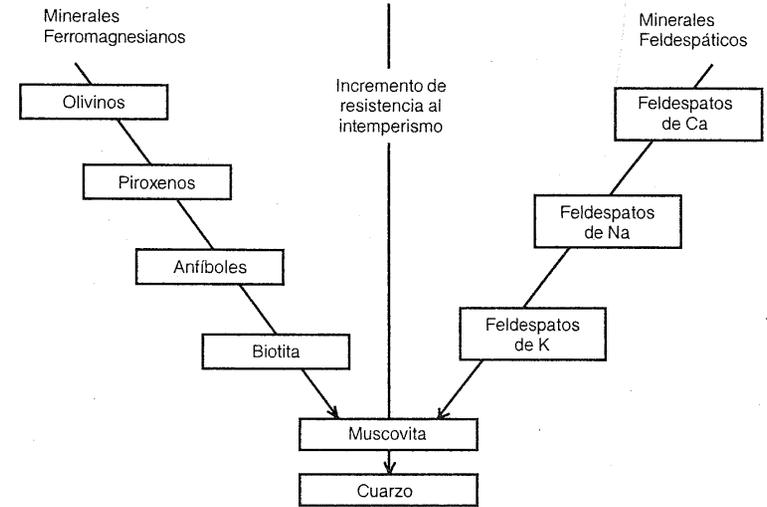
FILOSILICATOS



TECTOSILICATOS



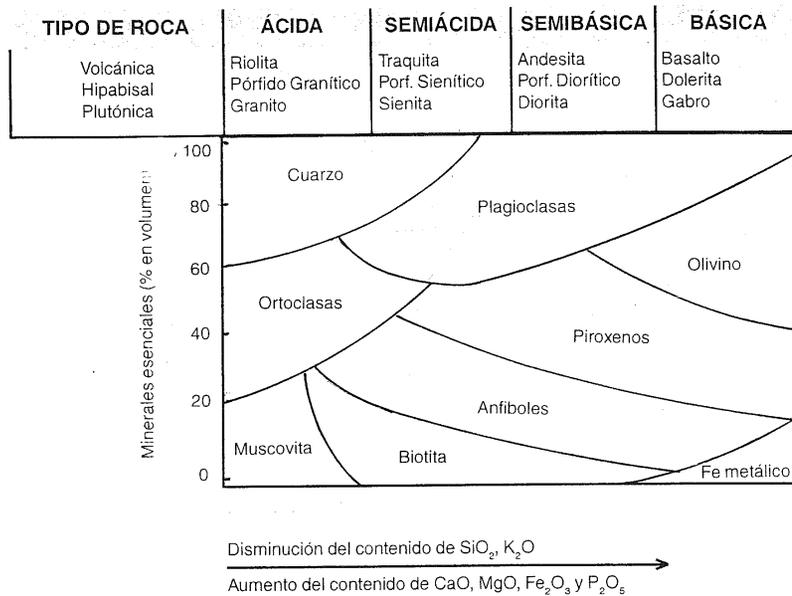
Desde nesosilicatos hasta tectosilicatos, aumenta la resistencia a la meteorización, la acidez, y la complejidad de la estructura. Los primeros minerales de esta serie, por su contenido en cationes, están relacionados con la fertilidad del suelo; los últimos, por su estructura constituyen el esqueleto del suelo.



3.5 Distribución de minerales primarios en las rocas

a. Rocas ígneas

En el siguiente cuadro se presenta la variación del contenido de SiO_2 en las rocas ígneas y la participación de los demás elementos en su composición química:



b. Rocas sedimentarias y metamórficas

En las rocas sedimentarias y metamórficas más importantes predominan los siguientes minerales:

| SEDIMENTARIAS | | METAMÓRFICAS | |
|---------------|----------------------|--------------|--------------------------|
| Roca | Mineral | Roca | Mineral |
| caliza | calcita | cuarcita | cuarzo |
| dolomita | carbonato de Ca y Mg | mármol | calcita |
| arenisca | cuarzo | gneiss | cuarzo, feldespato, mica |
| pizarra | arcillas | | |

4. Minerales secundarios

4.1 Características

Los minerales secundarios son estructuras originales del suelo, formadas a partir de los minerales primarios, con las siguientes diferencias:

- a.- composición química
- b.- mayor grado de hidratación y oxidación.
- c.- mayor estabilidad frente a la meteorización.
- d.- menor tamaño de partícula.

Desde el punto de vista agronómico es importante el tamaño de partícula, ya que al disminuir adquiere características coloidales. Los minerales secundarios, junto con la materia orgánica, constituyen la fracción más activa del suelo.

4.2 Clasificación

4.2.1 Minerales no silicatados secundarios

Calcita: el carbonato de calcio es ligeramente soluble en agua, y la profundidad a la que este mineral es lixiviado suele tomarse como indicador del desarrollo de un suelo. En regiones áridas se acumula dentro del solum, en regiones húmedas está por debajo de éste. Puede actuar como cementante, llegando en algunos casos a formar masas compactas.

Gibsita: es un óxido de aluminio que se acumula en suelos muy meteorizados.

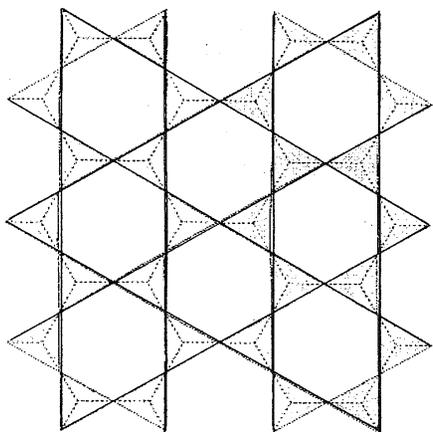
Hematita y limonita: son óxidos de hierro que producen coloraciones rojas y pardo-amarillentas, respectivamente. Estos minerales son muy abundantes en ambientes tropicales.

4.2.2 Minerales arcillosos silicatados

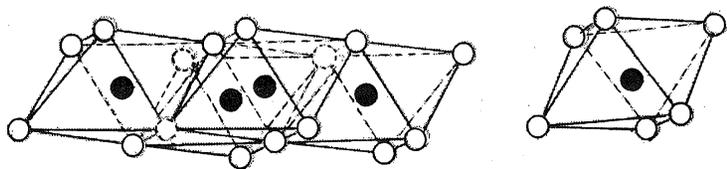
Las arcillas derivan fundamentalmente de los filosilicatos laminares y feldespatos. Son compuestos de gran plasticidad, capaces de expandirse, salvo en determinadas ocasiones.

Están constituidos básicamente por estructuras de tetraedros de Si y octaedros de Al dispuestos en láminas. Al ser de forma laminar, exponen una gran extensión de superficie por unidad de peso.

Capa tetraédrica: los tetraedros de silicio contienen un átomo de Si ubicado en su centro y, rodeado por 4 átomos de oxígeno. Los átomos de oxígeno basales de los tetraedros adyacentes están ligados en conjunto por uniones covalentes. Esto suministra un mecanismo a través del cual los tetraedros se unen formando anillos hexagonales. Los O apicales de la capa de tetraedros no están compartidos.



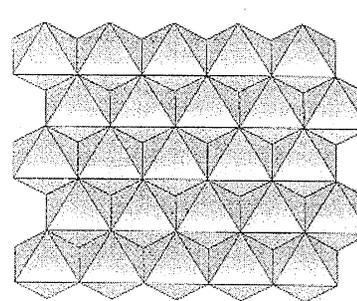
Capa octaédrica: el octaedro está constituido por 6 oxhidrilos alrededor de un átomo de Al^{3+} . Los octaedros adyacentes comparten oxhidrilos comunes para formar una capa de octaedros en forma similar a lo que ocurre en la capa tetraédrica.



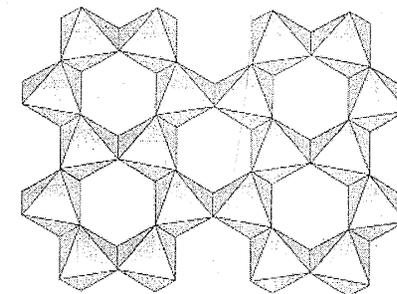
Octaedros de aluminio

Los materiales son **trioctaédricos** cuando todos los octaedros contienen iones divalentes como Mg^{2+} y Fe^{2+} . Dado que hay tres octaedros dentro de cada anillo hexagonal de tetraedros, el material se llama trioctaédrico.

Cuando un ion trivalente como el Al^{3+} o Fe^{3+} ocupa los octaedros, sólo dos tercios de los octaedros están ocupados, y la lámina se denomina **dioctaédrica**. Los octaedros de una capa dioctaédrica están más deformados, con lugares vacíos mayores que los sitios ocupados.

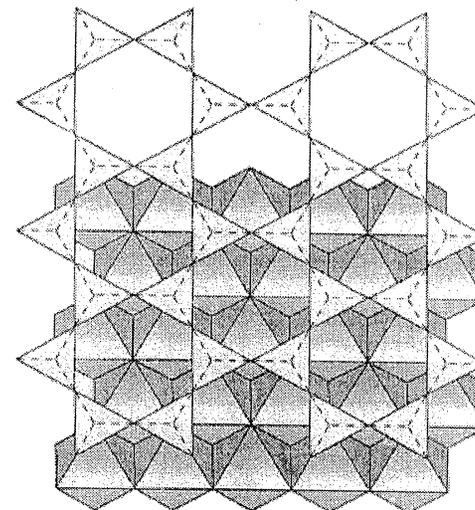


TRIOCTAEDRICO



DIOCTAEDRICO

Las capas tetraédrica y octaédrica presentan simetría análoga y dimensiones casi idénticas, lo que permite que se compartan átomos de oxígeno entre ambas capas. El oxígeno del vértice libre de la capa tetraédrica es compartido. Las láminas tetraédricas y octaédricas están entonces enlazadas mediante **oxígenos** que comparten ambas.

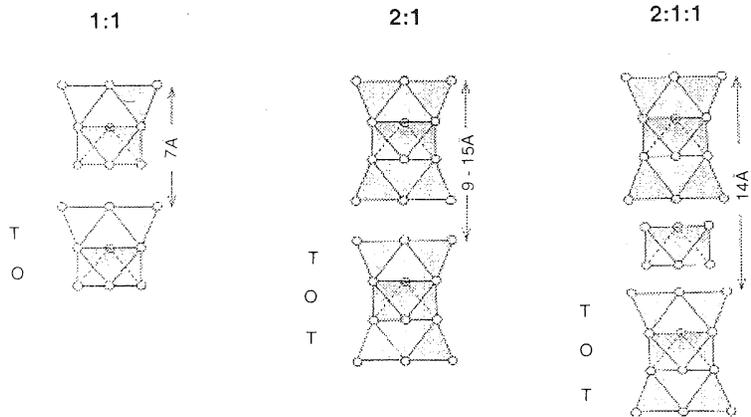


4.2.2.1 Disposición laminar

La unión de capas tetraédricas y octaédricas da lugar a diferentes arcillas cristalinas:

- 1.- Bilaminares: formadas por una lámina de tetraedros de Si y otra de octaedros de Al^{3+} . TE-OC o grupo 1 : 1. Ej: caolinita, haloisita.
- 2.- Trilaminares: formadas por dos láminas de tetraedros de Si con una lámina intermedia de octaedros de Al^{3+} . TE-OC-TE o grupo 2:1. Pueden ser expandentes: montmorillonita, o no expandentes: illita.
- 3.- Tetralaminares: formadas por una sucesión de tetraedros y octaedros. TE-OC-TE-OC o grupo 2 : 2, ó 2 : 1 : 1. Ej: clorita.

Estas estructuras laminares presentan combinaciones variadas, constituyendo cada una de ellas un paquete. La sucesión de 10 a 20 paquetes forma un cristal de arcilla.



4.2.2.2 Sustitución isomórfica

Los iones centrales de las estructuras pueden ser reemplazados y esto se conoce como sustitución isomórfica. El intercambio que se realiza con más asiduidad es el de Si^{4+} por Al^{3+} , otros intercambios pueden ser Al^{3+} por Mg^{2+} , Fe^{2+} o Mn^{2+} .

Cuando el Si es reemplazado por Al^{3+} que es de mayor tamaño, se produce una dilatación en la red cristalina. Esto implica:

- una expansión del cristal: estructura más débil.
- aparición de cargas electrostáticas en superficie que dan la posibilidad de unirse al cristal con diferentes cationes que pueden intercambiarse. Esta característica da lugar a la propiedad de las arcillas conocida como capacidad de intercambio catiónico (C.I.C.).

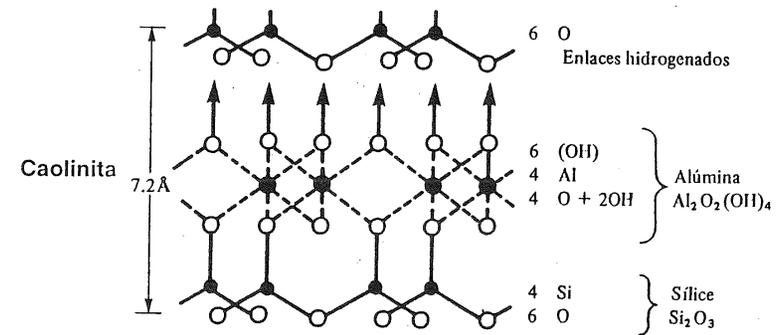
4.2.2.3 Arcillas bilaminares

Entre ellas se encuentran la caolinita y la haloisita.

La **caolinita** es el mineral representativo más importante de este grupo. El paquete de este mineral resulta de la unión de una lámina de tetraedros de Si y una de octaedros de Al^{3+} . Este paquete alcanza una dimensión de 7 Å y la distancia entre ellos es de 3 Å. La unión entre paquetes se realiza por puentes hidrogenados.

Es una de las estructuras más simples. Tiene escasa o nula sustitución isomórfica, lo que le confiere gran estabilidad y, por la misma razón, no presenta desbalance de carga. Presenta un bajo intercambio de iones. Su C.I.C. de 3-15 $cmol_c kg^{-1}$ de arcilla.

La carga de estas arcillas varía con el pH, siendo su origen distinto de la carga producida por sustitución isomórfica. Se produce por disociación de protones de grupos $-Si-OH$ o $-Al-OH$.



Además por su pequeña distancia entre paquetes no permite que entre ellos se pueda acumular agua o iones.

Se la encuentra en suelos muy meteorizados, por ejemplo en las zonas tropicales.

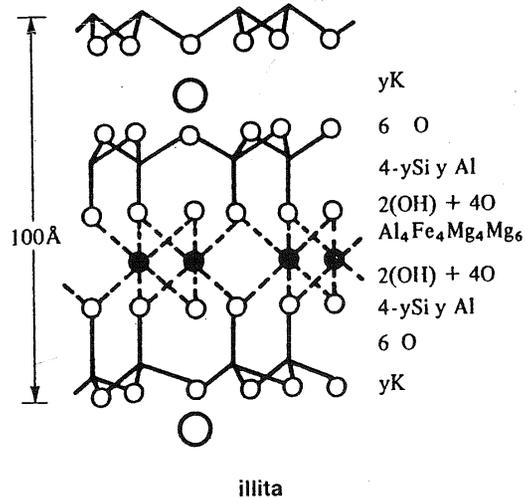
Otra arcilla perteneciente a este grupo es la **haloisita**, forma hidratada de la caolinita pudiendo tener hasta 4 moléculas de agua de hidratación.

4.2.2.4 Arcillas trilaminares

a. No expandentes

A este grupo pertenece la **illita**, que se llama también mica hidratada ya que deriva generalmente de las micas (muscovita). Cada paquete mide aproximadamente 10 Å y la distancia entre éstos es de 3,5 Å.

La sustitución isomórfica se produce principalmente en los tetraedros, el Si^{4+} es reemplazado por Al^{3+} . El déficit de carga queda parcialmente equilibrado por K, que se ubica entre los paquetes. La fijación de K (y/o de NH_4^+ , con diámetro similar), se manifiesta por el hecho que las láminas no se expanden al añadir agua ni sustancias orgánicas. El potasio fijado no es disponible para las plantas. Posteriormente puede ser liberado por procesos de meteorización.



Su capacidad de intercambio catiónico es intermedia, adquiriendo valores entre 10-50 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Son arcillas típicas de los climas templado y de medio poco ácido.

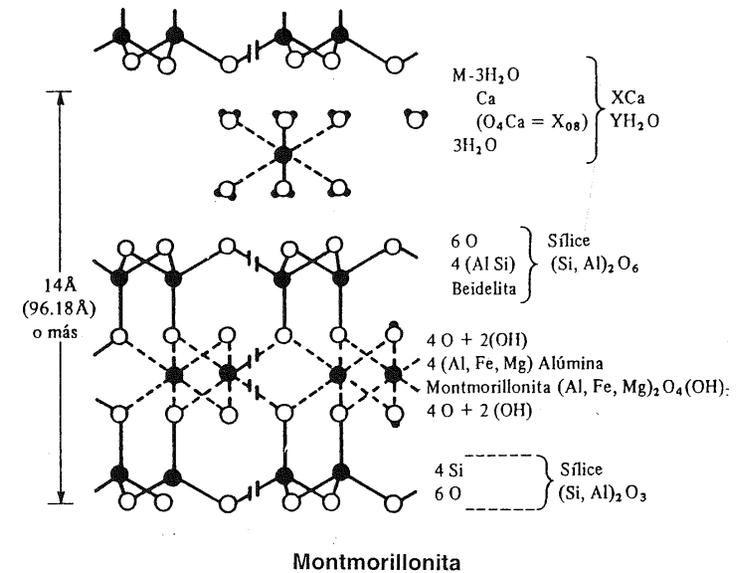
b. Expandentes

Su propiedad más destacable es la capacidad de expansión y retracción producidas por el humedecimiento y secado.

Montmorillonita

En la montmorillonita se presenta un alto grado de reemplazo isomórfico que se produce principalmente en los octaedros de Al^{3+} por Mg^{2+} y algo de Fe^{2+} . Cada paquete tiene una dimensión que puede variar entre 9,6 y 18 Å.

La superficie externa e interna es relativamente grande, lo que permite una alta capacidad de adsorción de iones y agua entre las unidades cristalinas. Los cationes hidratados adsorbidos en la superficie son fácilmente intercambiables. Su capacidad de intercambio varía entre 80-150 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$.



La montmorillonita se distingue por su alta plasticidad y cohesión, y su marcada disminución de volumen por el secado y es común en suelos vertisoles.

Vermiculita

La vermiculita se diferencia de la montmorillonita por su carácter trioctaédrico. Su contenido de Mg^{2+} es elevado. Es expandente aunque menos que la montmorillonita, presentando gran superficie específica. Su capacidad de intercambio catiónico es alta alcanzando valores entre 100-150 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Su grado de estabilidad es muy bajo.

4.2.2.5 Arcillas tetralaminares

Están formadas por la sucesión de capas de tetraedros y octaedros; entre ellas se encuentra la **clorita**. Se presenta en suelos ricos en Al^{3+} y Mg^{2+} y de carácter básico. Su composición química y mineralógica es muy variada, la red cristalina es muy compleja pero, en términos generales, se la encuentra formando una secuencia laminar 2:2.

Esta arcilla puede ser primaria: presenta dos capas de tetraedros de Si y dos de octaedros de brucita (hidróxido de Mg), o secundaria: pierde el Mg que es sustituido por Al^{3+} o Fe^{2+} .

Su capacidad de intercambio alcanza valores de 10-40 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$.

4.2.3 Minerales interstratificados

Las arcillas del suelo pueden verse afectadas por cambios parciales en las zonas interlaminares, no serán homogéneas ya que en su estructura parte corresponde a un mineral y parte a otro. La imposibilidad de separar los minerales por medios físicos indica que no se trata de una mezcla. Pueden existir interstratificados illita-montmorillonita, vermiculita-clorita, entre otros.

4.2.4. Minerales arcillosos amorfos

Es el grupo de los alofanos, conjunto de minerales en los que los tetraedros de Si^{4+} y los octaedros de Al^{3+} se disponen irregularmente y en ocasiones mezclados con otros tetraedros como pueden ser los de fósforo, constituyendo un material amorfo o criptocristalino. Resulta un material poroso, formado por esférulas huecas.

Presenta gran superficie específica y elevada capacidad de intercambio catiónico, que llega a $150 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$.

Presenta también alta capacidad de intercambio aniónico, lo que produce la fijación de fosfatos.

Los suelos con alofanos poseen elevada capacidad de retención hídrica. Este material se origina generalmente a partir de cenizas volcánicas.

4.3 Origen de las arcillas

Hay 3 diferentes vías de formación de estos minerales:

4.3.1 Arcillas heredadas

Proviene directamente de los filosilicatos (micas) que sólo han sufrido pequeñas transformaciones limitadas a la pérdida gradual de los elementos más lábiles. Se originan en climas templados y medio poco ácido. El ejemplo típico es la **illita**, donde parte de los iones K interlaminares se van perdiendo.

4.3.2 Arcillas de transformación

Degradación: es una transformación más o menos profunda, que provoca una disminución del grado de cristalinidad y pérdida progresiva de alguno de sus constituyentes.

Ej.: **montmorillonita** de degradación, en medios mal drenados, los islotes interlaminares de Al^{3+} son eliminados y las capas se separan todavía más.

Otro caso es la pérdida casi completa de K entre paquetes que permite a

las micas o a las illitas abrir sus paquetes y transformarse en **vermiculitas**. Este proceso es característico de ciertos medios muy húmedos, ácidos, ricos en compuestos orgánicos solubles.

Agradación: es el proceso mediante el cual se adicionan elementos a la red cristalizada, constituyendo así una nueva estructura cristalina.

Ejemplo: **clorita** secundaria por ganancia de una capa de Al^{3+} . Este proceso es característico de medios muy ácidos en los que la degradación de las micas es progresiva, y donde la alúmina liberada es abundante. Es importante mencionar la diferencia entre los dos tipos de clorita, las cloritas primarias, magnésicas son lábiles y sólo existen en medio poco ácido; en cambio las secundarias, aluminicas, son el término de una evolución prolongada en medio muy ácido.

Sustitución de iones: es la transformación que se produce sin que exista modificación del grado de cristalinidad, es el caso de transformación de illita en **montmorillonita**. Este pasaje se produce por la apertura de los paquetes, se elimina K y ciertos iones de la capa octaédrica; esto provoca una disminución de las cargas y una apertura acentuada de los estratos.

4.3.3 Arcillas de neoformación

Proviene de la reorganización en red cristalina de los constituyentes de ciertos minerales originales, liberados después de una hidrólisis profunda.

Ejemplo: **caolinita**, arcilla característica de climas cálidos y húmedos, donde se ve favorecida la hidrólisis total de los minerales primarios, liberando sus constituyentes en una forma soluble o pseudosoluble. Estos se organizan formando una red cristalina ya sea directamente o bien pasando por una fase amorfa.

5. Minerales en la Argentina

Como ejemplo puede citarse la composición de la arena en suelos pampeanos. Presenta minerales livianos: vidrio volcánico, cuarzo, plagioclasas y fragmentos líticos, en forma predominante. En la fracción limo, la composición mineralógica es semejante, y está constituida fundamentalmente por cuarzo y plagioclasas junto con cantidades menores de micas.

Fracción arcilla en horizontes B: existencia de illita, y arcillas interstratificadas illita-montmorillonita.

La arcilla montmorillonítica predomina en los Vertisoles de la provincia de Entre Ríos y la caolinita y óxidos en suelos lateríticos de Misiones.

En zonas de la Pampa Deprimida, se observan concentraciones de CaCO_3 conocidas con el nombre popular de tosca. La tosca es una formación que comprende variados mecanismos genéticos, de acuerdo al material litológico y el ambiente geomórfico. Los diversos estratos de la tosca pueden ayudar a reconstruir las condiciones hidrológicas y las oscilaciones climáticas del Cuaternario.

La precipitación calcárea puede presentarse en forma pulverulenta, sin consolidación (áreas con loess muy rico en CaCO_3 , formaciones marinas calcáreas).

La tosca puede presentarse también en forma de muñecas y concreciones de distintas formas con el carbonato parcial o totalmente cristalizado. También existen costras o capas más o menos continuas, por ejemplo en las zonas de Azul y Olavarría. Pueden ser capas endurecidas de algunos centímetros de espesor, con zonas subyacentes con precipitación pulverulenta, o verdaderas lozas, muy endurecidas, de 10 a 20 cm de espesor. Estudios realizados con técnicas micromorfológicas han permitido comprobar que la génesis de las toscas del SE pampeano ha sido debida al arrastre de bicarbonato por el agua de infiltración, y que existen además indicadores de movimientos laterales del carbonato.

Bibliografía de apoyo

- BOHN, H., B. MC NEAL, G. O'CONNOR. 1993. Química del Suelo. Limusa, México.
- BRADY, N. C. 1990. The nature and properties of soils. Mc Millan (ed) New York.
- BUSCHIAZZO, D. 1988. Estudio sobre la tosca. *Ciencia del suelo* 6:44-49.
- CEPEDA DOVALA, J. M. 1991. Química de Suelos. Ed.Trillas, México.
- TRICART, J. 1968. Geomorfología de la Pampa Deprimida.
- MATHEWS W. 1982. Geology made simple. Doubleday, New York.
- ORTIZ VILLANUEVA, B., C. ORTIZ SOLORIO. 1990. Edafología. Univ. Autónoma de Chapingo, México.
- PORTA, J., M. LÓPEZ ACEVEDO, C. ROQUERO. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Mundi Prensa, Madrid.
- PUTNIS, A. 1992. Introduction to Mineral Sciences. Cambridge University Press.
- SCOPPA, C.O., M.S.PAZOS. 1981. Caracterización integral y análisis pedogenético de Molisoles del borde Sur de la Pampa Deprimida. *RIA XVI* 43-85.

TEXTURA

Temario

1. Introducción
2. Textura y composición granulométrica
3. Composición mecánica - Partículas primarias
4. Clases texturales
5. Superficie específica
6. Métodos de determinación
7. Aspectos prácticos de la textura
8. Textura de suelos argentinos. Ejemplos