

GENESIS DEL SUELO Y CARACTERÍSTICAS GENERALES.

LOS SUELOS – SISTEMAS NATURALES

Los suelos son sistemas naturales abiertos y complejos, que se forman en la superficie de la corteza terrestre donde viven las plantas y gran diversidad de seres vivos y cuyas características y propiedades se desarrollan por la acción de los agentes climáticos y bióticos actuando sobre los materiales geológicos, acondicionados por el relieve y drenaje durante un período de tiempo.

I- FORMACIÓN DE LOS SUELOS

1- Material madre de los suelos

a- Minerales primarios

La fuente primaria de los materiales geológicos son las rocas ígneas, las cuales varían según su magma de origen, dando minerales distintos por su estructura y composición química, siendo las más importantes las rocas ígneas silicatadas. Los silicatos tienen una estructura tetraédrica en cuyo centro está el átomo de silicio y cuyos vértices contienen sendos átomos de oxígeno. La forma básica es SiO_4 . El oxígeno se enlaza siempre a dos silicios (uno en el centro de un tetraedro, otro en el centro de un tetraedro vecino).

El Cuadro 1 muestra los principales elementos químicos en la corteza terrestre y el Cuadro 2 muestra los parámetros físico químicos de algunos elementos estructurales. Estos elementos están organizados por una estructura en tetraedros de silicio y octaedros de aluminio.

Cuadro 1: Abundancia de los elementos en la corteza terrestre según su porcentaje en peso.

Elemento	%
Oxígeno	47.0
Silicio	27.5
Aluminio	8.6
Hierro	5.0
Calcio	3.5
Sodio	2.5
Potasio	2.5

Magnesio	2.0
Titanio	0.6

Fuente: Curso de Edafología Minerales primarios del suelo (Universidad Nacional de Catamarca)

Cuadro 2 Parámetros fisicoquímicos de los principales elementos simples constituyentes de la litosfera.

Elemento	Estado de oxidación (1) (2)	Radio iónico A ^a (2)	Potencial iónico Q = Z/r (2)	R. catión R oxígeno Z/r	Índice de coordinación (2)	Fuerza electrostática de enlace Z/IC
O	2-	1.40	---	---	---	---
Si	4+	0.42	9.5	0.30	4	1
Ti	4+	0.68	5.9	0.49	6	0.67
Zr	4+	0.79	5.1	0.56	6	0.67
Al	3+	0.51	5.9	0.36	4	0.75
Fe	3+	0.64	4.7	0.46	6	0.50
Mg	2+	0.66	3.0	0.47	6	0.33
Fe	2+	0.74	2.7	0.53	6	0.33
Mn	2+	0.80	2.5	0.57	6	0.33
Ca	2+	0.99	2.0	0.71	6	0.33
Li	1+	0.68	1.5	0.48	6	0.17
Na	1+	0.97	1.0	0.69	8	0.13
K	1+	1.30	0.77	0.93	8	0.13

Fuente: Curso de Edafología Minerales primarios del suelo (Universidad Nacional de Catamarca)

(1) – Corresponde a los estados de oxidación más probables

(2) – Según Loughnan F.C. (1969)

Las formas adoptadas por los silicatos son múltiples. Puede haber sustituciones de silicio tetravalente por aluminio trivalente, lo que permite la entrada de otros cationes en la red para compensar esa deficiencia de carga. Los grupos SiO_4 están a veces enlazados entre sí mediante cationes. Cada conjunto (SiO_4) forma una unidad, y cada catión separa unas unidades de otras.

Estas estructuras pueden organizarse de la siguiente forma:

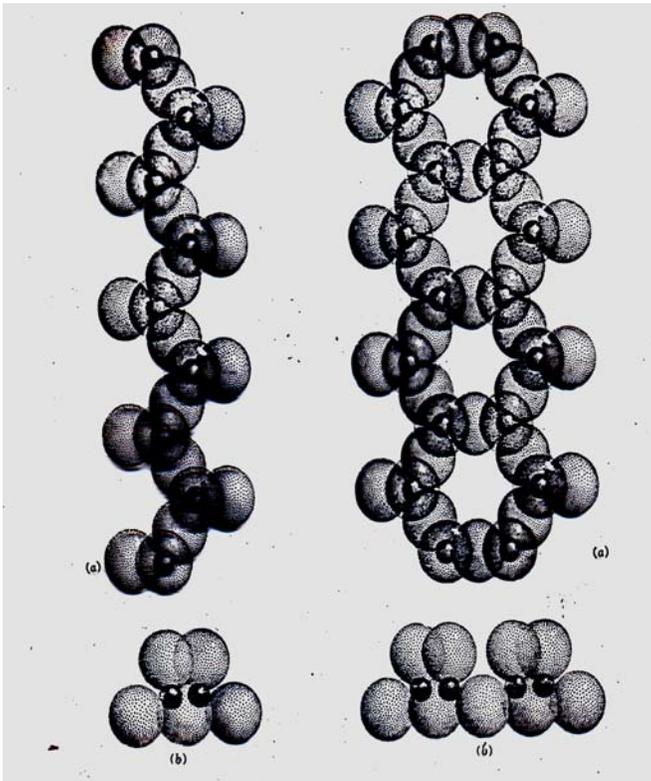
- 1- Mesosilicatos: cada unidad estructural, tetraedro, está unido por puentes, con un catión intermedio entre dos silicatos, lo que hace que la estructura sea muy débil y el mineral se altera fácilmente.
- 2- Sorosilicatos: la unidad fundamental son pares de tetraedros unidos por un vértice y enlazados con otros pares por cationes.
- 3- Ciclosilicatos: se forman tri, tetra o hexámeros de silicatos en forma de anillos, unidos entre sí por cationes. Los minerales forman estructuras complejas pero las uniones son débiles.
- 4- Inosilicatos: los tetraedros forman cadenas simples (piroxenos) y dobles (anfíboles); presentándose puntos de debilidad en los elementos químicos que unen las cadenas.
- 5- Filosilicatos: (Micas) estructura laminar donde la unión de tetraedros y octaedros es en capas superpuestas. Son estructuras complejas de difícil alteración.
- 6- Tectosilicatos (estructura tridimensional) y feldespatos: uniones muy fuertes y difícilmente alterables.

Estas estructuras junto con la composición química, explican porque unos minerales son mucho más alterables que otros.

INOSILICATOS

a- Cadena

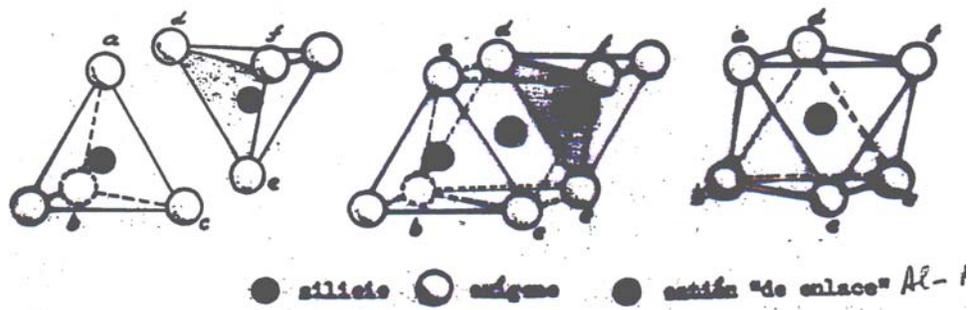
b- Sección transversal



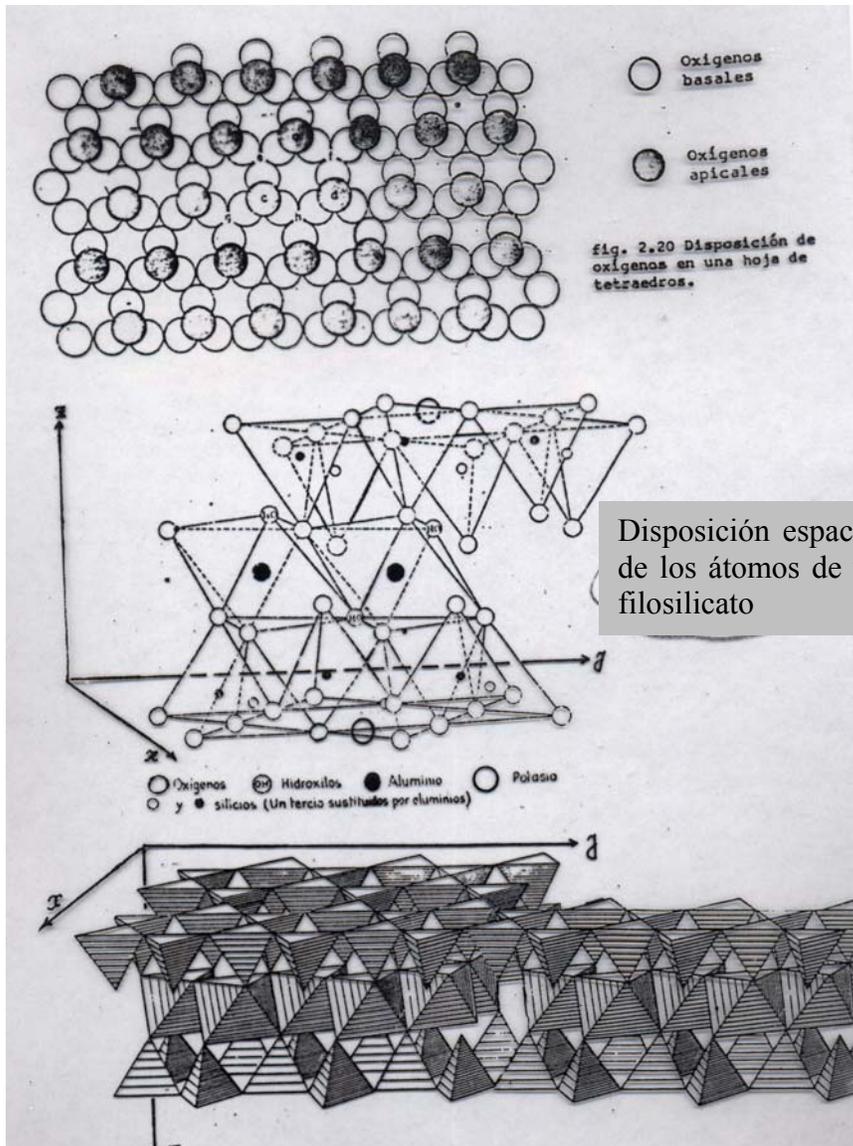
PIROXENO

ANFIBOL

MESOSILICATOS



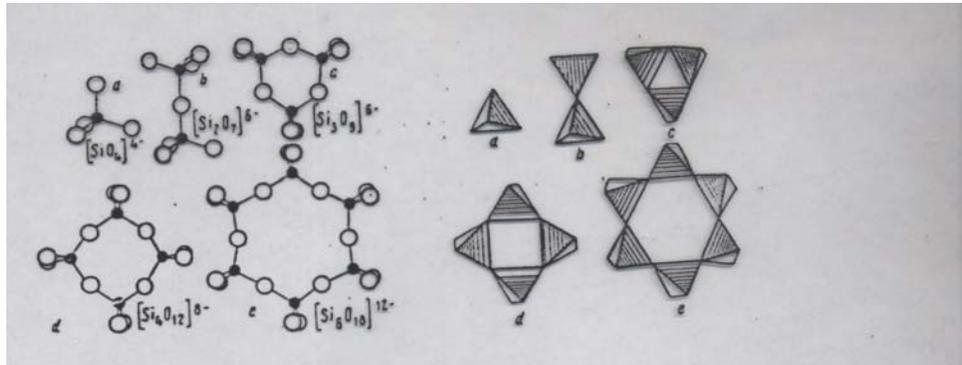
FILOSILICATO



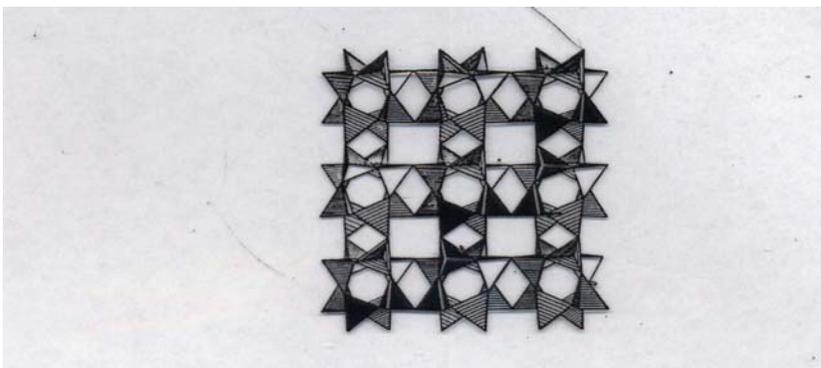
a- TETRAEDROS SIMPLES

b- SOROSILICATOS

c, d, e - CICLOSILICATOS



TECTOSILICATO - Feldespato



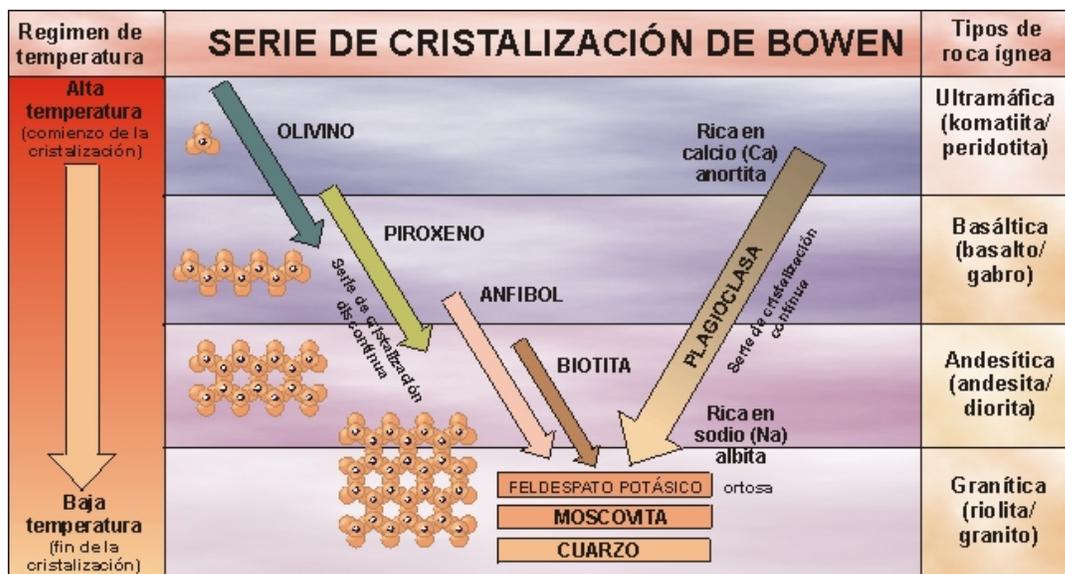
b) Rocas ígneas

Las rocas ígneas (del latín igneus) o magmáticas se forman a partir de la solidificación de un fundido silicatado o magma. La solidificación del magma y su consiguiente cristalización puede tener lugar en el interior de la corteza, tanto en zonas profundas como superficiales, o sobre la superficie exterior de ésta.

Si la cristalización tiene lugar en una zona profunda de la corteza, las rocas se denominan intrusivas. Si la solidificación magmática es en la superficie terrestre, las rocas se denominan extrusivas. Por último, si la solidificación magmática se produce cerca de la superficie de la tierra, de una manera relativamente rápida y el magma rellena pequeños depósitos, las rocas se denominan filonianas ya que por lo general están rellenoando grietas o filones.

Los diferentes silicatos que constituyen las rocas ígneas cristalizan en un orden determinado, que está condicionado por la temperatura. La serie de cristalización de Bowen (1928) muestra el orden de cristalización de los distintos silicatos. La Figura 1 muestra la Serie de Bowen.

Figura 1: Serie de cristalización de Bowen



Fuente: www.uam.es

De la Serie se pueden distinguir tres grupos de minerales:

- Los ferromagnesianos, con alto contenido en hierro y magnesio (olivino, piroxenos, anfíboles, biotita), de colores oscuros. Forman una serie de cristalización discontinua y cristalizan en un rango de temperaturas altas.
- Las plagioclasas, que forman una serie de cristalización continua entre la anortita y la albita. Cristalizan también en un intervalo de temperaturas altas - medias .
- Silicatos no ferromagnesianos (cuarzo, moscovita y ortosa): son los minerales que cristalizan a menor temperatura. Estos minerales contienen una mayor proporción de aluminio, potasio, calcio y sodio, que de hierro y magnesio.

La clasificación de las rocas ígneas se realiza en función de la textura y de la composición química, tal como se observa en la Figura 2.

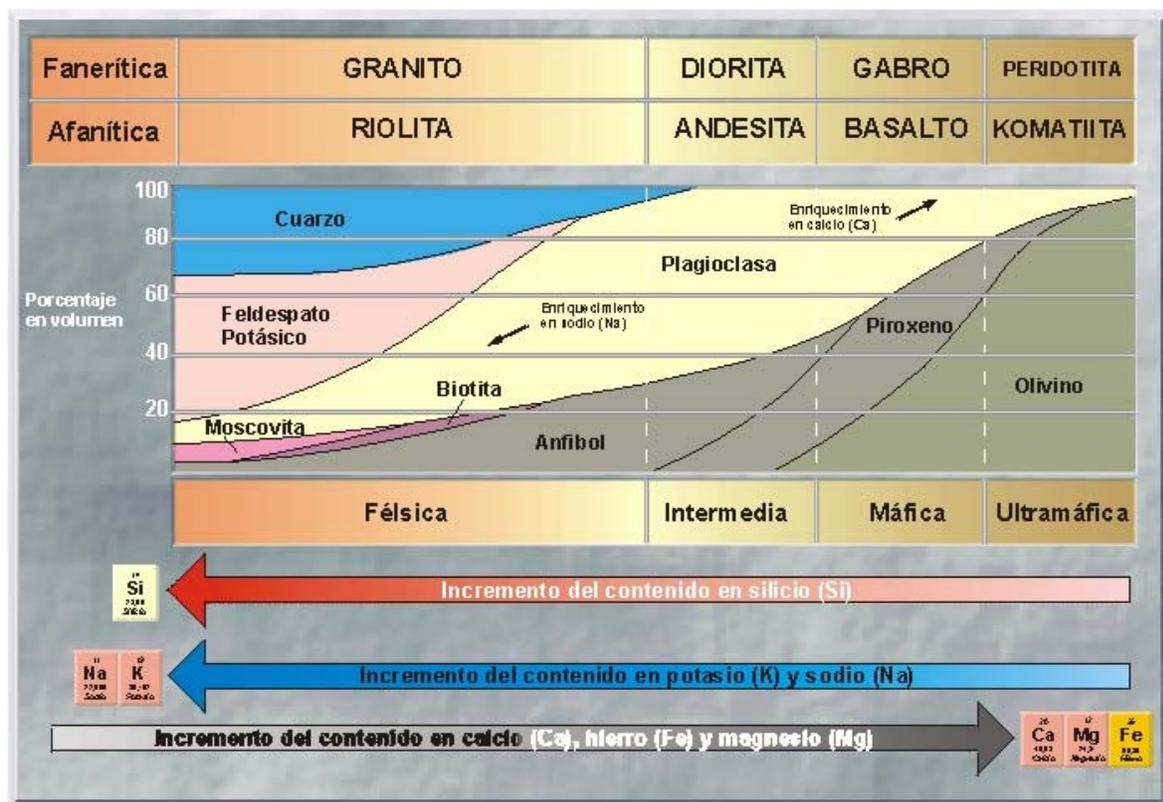


Figura 2 Clasificación de Rocas ígneas Fuente: www.uam.es

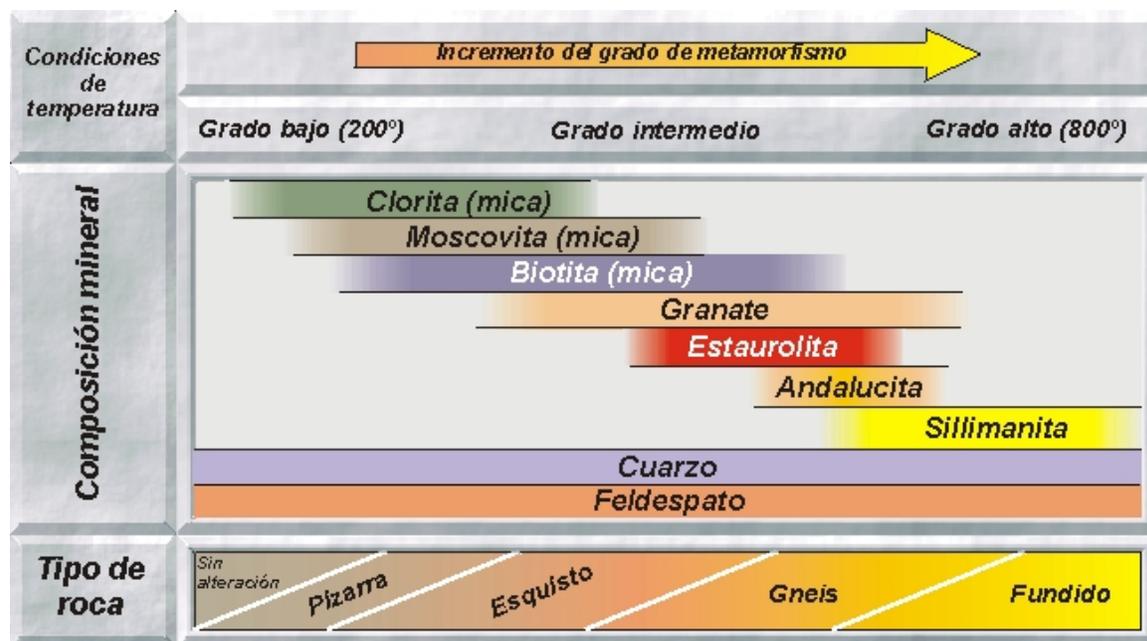
c) Rocas metamórficas.

Son el resultado de la transformación de una roca debido a la adaptación a condiciones ambientales diferentes de las existentes durante el periodo de formación de la roca premetamórfica. La transformación tiene lugar en estado sólido y consiste en recristalizaciones, reacciones entre minerales, cambios estructurales, transformaciones polimórficas, etc., asistidas por una fase fluida intergranular. Los factores que desencadenan el proceso metamórfico son los cambios de temperatura y presión, así como la presencia de fluidos químicamente activos.

Su clasificación se basa, fundamentalmente, en la composición mineralógica, en la textura (el factor más importante es el tamaño de grano y la presencia o ausencia de foliación) y en el tipo de roca inicial antes del producirse el proceso metamórfico. Por lo tanto, la composición mineralógica de una roca metamórfica va a depender de la composición de la roca inicial, y del grado de metamorfismo que haya alcanzado

La Figura 3 muestra la clasificación de las rocas metamórficas.

Figura 3: Clasificación de rocas metamórficas.



Fuente: www.uam.es

d- Rocas sedimentarias

Este tipo de roca, se forma por acumulación de sedimentos que, sometidos a procesos físicos y químicos, resultan en un material de cierta consistencia.

Pueden formarse a las orillas y desembocaduras de ríos, en el fondo de barrancos, valles, lagos y mares, y se encuentran dispuestas formando capas o estratos. Cubren más del 75 % de la superficie terrestre, formando una cobertura sedimentaria sobre un zócalo formado por rocas ígneas y, en menor medida, metamórficas. Sin embargo su volumen total es pequeño cuando se comparan con las rocas magmáticas, que forman la mayor parte de la corteza y la totalidad del manto.

Las rocas sedimentarias se caracterizan por:

- Presentan una estructura estratificada (estratos), con capas producidas por el carácter a la vez progresivo y discontinuo del proceso de sedimentación.
- Contienen generalmente fósiles.
- Ser más o menos permeables, sobre todo las detríticas, lo que favorece la circulación o depósito de agua subterránea e hidrocarburos.

Pueden clasificarse por su génesis en:

- Rocas detríticas, formadas por acumulación de derrubios procedentes de la erosión y depositados por gravedad. Éstas a su vez se clasifican sobre todo por el tamaño de los derrubios, que permite distinguir entre conglomerados, areniscas y rocas arcillosas.
- Rocas organógenas, las formadas con restos de seres vivos.
- Rocas químicas o rocas de precipitación, formadas por depósito de sustancias previamente disueltas

Por su composición se clasifican en:

- arcillosas
- calizas
- silíceas (arenas y areniscas)
- orgánicas (carbón mineral)
- salinas (yeso y sales precipitadas)

El Cuadro 3 muestra la composición de algunas rocas sedimentarias y metamórficas.

Cuadro 3: Algunos de los más importantes rocas sedimentarias y metamórficas y sus minerales dominantes



Mineral dominante	Roca Sedimentaria	Roca Metamórfica
Calcita (CaCO_3)	Limonita	Marble
Dolomita ($\text{CaCO}_3 \text{ MgCO}_3$)	Dolomita	Marble
Cuarzo (SiO_2)	Areniscas	Cuarcita
Arcillas	Esquistos	Slate
Variable	Conglomeraos	Gneiss

Fuente: The Natural and properties of soils (Brady and Weil, 1996)

En relación a la alterabilidad, la misma es muy alta en rocas básicas y muy baja en rocas ácidas. Varían mucho en su composición química, lo cual está relacionado con la riqueza en elementos y sobre todo con su acidez-basicidad.

FORMACION DE LA CORTEZA DE ALTERACION Y EL MATERIAL MADRE DE LOS SUELOS

Las rocas ígneas y metamórficas al estar en superficie son atacadas por agentes climáticos y bióticos sufriendo dos tipos de procesos: **alteración física y alteración química.**

Muchas veces las rocas soportan procesos de tectonización, fragmentación por movimientos internos de la corteza, hasta llegar a un tamaño de unos pocos centímetros. El efecto de recalentamiento de la roca, permite que sus minerales se expandan y al tener cada uno distinta expansividad, se desagregan. De igual forma, al absorber agua se produce un fenómeno semejante, pudiendo llegar hasta fracciones limo. Si la vegetación es pobre (por ejemplo, en un clima árido) estos materiales pueden ser transportados por el viento.

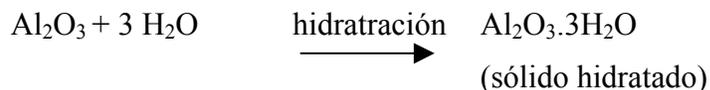
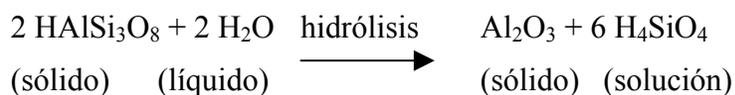
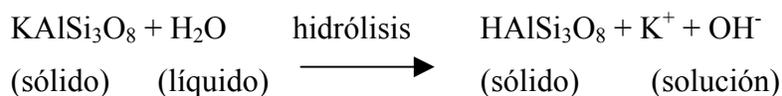
Una vez instalada la vegetación hay una acción física de las raíces al penetrar por las fisuras, aunque el agua y la vegetación actúan también químicamente. Los minerales al absorber agua (líquido dipolar) rompen los equilibrios iónicos de la estructura y se expanden. Esto se observa en el Cuadro 4.

Cuadro 4: Volúmenes moleculares de minerales primarios y sus correspondientes minerales secundarios.

Mineral primario	Vol. molecular (cm ³ /SiO ₂)	Mineral secundario	Vol. molecular (cm ³ /SiO ₂)
Ortoclasa	36.5	Serecita	46.1
Ortoclasa	36.5	Caolinita	49.1
Leucita	41.2	Caolinita	49.1
Olivino	43.9	Serpentina	51.4

Fuente: Soil Science A.A. (Rode, 1962)

Por procesos de hidratación e hidrólisis sufren transformaciones y descomposiciones. La acidificación del agua por bicarbonatos, ácido nítrico y ácidos orgánicos producidos por los vegetales y por los microorganismos (ac. oxálico, ac. cítrico), o agentes complejantes también descomponen los minerales. Esto se puede ver en las siguientes ecuaciones.



Fuente: The Natural and properties of soils (Brady and Weil, 1996)

El Cuadro 5 muestra los principales minerales primarios y secundarios encontrados en los suelos y listados por orden decreciente de resistencia a la temperización.

Cuadro 5: Principales minerales primarios y secundarios encontrados en los suelos y listados por orden decreciente de resistencia a la temperización bajo condiciones normales de temperatura y humedad en regiones templadas

Fuente: The Natural and properties of soils (Brady and Weil, 1996)

Minerales Primarios		Minerales Secundarios	
		Geothita	FeOOH
		Hematita	Fe ₂ O ₃
		Gibsita	Al ₂ O ₃ .3H ₂ O
Cuarzo	SiO ₂	Minerales arcillosos	Al silicatos
Muscovita	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂		
Microclina	KAlSi ₃ O ₈		
Ortoclasa	KAlSi ₃ O ₈		
Biotita	KAl(Mg,Fe) ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂		
Albita	NaAlSi ₃ O ₈		
Hornblenda	Ca ₂ Al ₂ Mg ₂ Fe ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂		
Augita	Ca ₂ (Al,Fe) ₄ (Mg,Fe) ₄ Si ₆ O ₂₄		
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈		
Olivino	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄		
		Dolomita	CaCO ₃ .MgCO ₃
		Calcita	CaCO ₃
		Yeso	CaSO ₄ .2H ₂ O

Resistencia

La oxidación del hierro (Fe^{+3}) desajusta las estructuras y las hace más alterable. Todas estas reacciones pueden superponerse lo que hace una mecánica de ataque complejo.

Hay dos grandes procesos de alteración:

- A) **Transformación.** Los minerales por procesos progresivos se transforman unos en otros, por ejemplo, las micas se transforman en arcillas. Son sistemas poco agresivos, y se dan básicamente en suelos de praderas.
- B) **Lisis y resíntesis.** El mineral se descompone totalmente y luego por un proceso de reordenamiento de los productos se resintetiza dando un mineral secundario. Estos procesos ocurren en ambientes agresivos, por ejemplo, en los bosques de latifoliadas.

El Cuadro 6 muestra en URSS, un estudio de Polinov donde encontró la siguiente movilidad de los productos de alteración, relacionados con la solubilización en agua.

Cuadro 6 Movilidad relativa de productos solubles. (B.B. Polynov)

Iones y óxidos	Movilidad relativa
Cl^{-1}	100.00
SO_4^{-2}	57.00
Ca^{+2}	3.00
Na^{+1}	2.40
Mg^{+2}	1.30
K_{+1}	1.25
SiO_2	0.20
Fe_2O_3	0.04
Al_2O_3	0.02

Fuente: Soil Science A.A. (Rode, 1962)

Se nota la gran diferencia de movilidad de los aniones con bases con la sílice y sobre todo con Fe y Al lo cual está relacionado con la movilidad de cada elemento y con los compuestos que se forman.

- A- Cortezas residuales de alteración son las que se forman in situ y varían mucho según las condiciones climático ecológicas y las del relieve.

Puede ser:

1. Detrítica: en áreas montañosas donde se pierde mucha roca y quedan los detritos de fragmentos de los minerales primarios o de las rocas.
2. Carbonatada: también de zonas montañosas con clima árido donde no hay movimiento de carbonatos de calcio que se acumulan como incrustaciones.
3. Sialíticas: de climas templado-cálido húmedo donde se acumulan los productos de alteración mezclados con fragmentos de minerales primarios.
4. Alíticas: de clima tropical húmedo con dominios de sesquióxidos aunque tienen aluminio silicatos secundarios.

B- Cortezas de deposición: son las que se forman por transporte por viento, agua o hielo.

- 1- Depósitos sialíticos: arcillosa, limosa y/o arenosa con minerales secundarios (arcillas) mezclados con granos de minerales primarios (principalmente cuarzo y feldespato)
- 2- Depósitos sialíticos carbonatados: arcillosa o limosa, semejantes a la anterior pero con CaCO_3 , Mg y dolomitas.
- 3- Depósitos sialíticos con cloruros, sulfatos y carbonatos: limosas, arcillosas y a veces arenosas. Parecida a la anterior pero con sales.

Los procesos de deposición pueden ser: coluvial, aluvial, marino, lacustre, glacial y eólico.

II- LOS FACTORES DE GÉNESIS

Se reconocen a los agentes climáticos y bióticos como los factores “forzadores” del sistema, porque aportan materia y energía y son agentes activos, los restantes factores actúan como agentes “reguladores”. Todos en su conjunto, forman el ambiente del Sistema.

El sol aporta energía que regula la temperatura; la atmósfera aporta el agua y el aire, agentes activos y base para la vida y la alteración de los minerales que promueven la dinámica geoquímica del paisaje. El régimen térmico y el régimen hídrico de los suelos son dos factores clave en la clase e intensidad de los procesos de génesis y su gran variante según los climas son base de los grandes tipos de suelos del planeta. De igual manera, los agentes biológicos del ecosistema tiene una enorme importancia debido a:

1. El efecto sombra que regula la temperatura del suelo
2. Por la acción del sistema radicular produciendo pedotubulos

3. Por la absorción del agua y nutrientes los cuales son reciclados y forman las estructuras vegetales, las cuales, al morir acumulan materia orgánica en el suelo
4. Por la segregación de sustancias químicamente activas frente a los minerales.

Los **organismos** del suelo presentan alta capacidad para descomponer y/o transformar los residuos vegetales, liberando los elementos químicos o produciendo sustancias húmicas de enorme importancia en la física-química del suelo y en la nutrición mineral de las plantas.

La **materia mineral** forma la estructura física de los suelos (importa para la circulación y la retención del agua y la aireación del suelo, en permanente interacción con los procesos biogeoquímicos). Aporta nutrientes y bases para la regulación del pH. La transformación por la acción de agentes químicos y biológicos da origen a las arcillas que regulan la textura del suelo y tienen una gran actividad físico-química; los óxidos libres, principalmente hierro, son muy importantes en los suelos tropicales. La gran variedad de rocas ígneas (por su estructura y geoquímica); y sedimentarias (arcillosas, limosas, arenosas) influyen con su textura, o a través de su cemento, en la geoquímica y fertilidad de los suelos. Son una de las causas principales de las diferencias de los mismos.

La **topografía y drenaje** regulan los movimientos de las aguas de escurrimiento superficial y subsuperficial y con ellos se mueven los elementos químicos según su solubilidad (cationes, aniones y compuestos químicos) en un proceso que se denomina **Geoquímica del Paisaje** y que diferencia las tierras altas de las bajas, reguladas por las condiciones de drenaje. Regula el potencial redox.

Todos los procesos tienen su tiempo, siendo unos mucho más rápidos que otros.

III - LOS PROCESOS DE GÉNESIS DE LOS SUELOS

En el proceso de génesis se dan dos situaciones diferentes:

a) Que el suelo se forme sobre una **corteza residual**

b) Que el suelos se forme a partir de **corteza de deposición.**

a)- Sobre la corteza residual, los procesos de pedogénesis se van integrando gradualmente a la alteración. Al principio, la superficie de las rocas alteradas van siendo colonizadas por bacterias, líquenes, musgos, luego por plantas superiores y finalmente por el ecosistema de la región. En este momento está en funcionamiento la pedogénesis tipo de la región y se dan los procesos característicos de ella.

b)- En la corteza de deposición hubo procesos anteriores de alteración. Sobre estos materiales se instala la vegetación siguiendo una sucesión hasta llegar al ecosistema tipo que es el momento de la pedogénesis.

Génesis. Los procesos fundamentales de los suelos.

Los suelos como sistemas naturales y en consecuencia abiertos, se forman por los siguientes procesos:

1. **Entradas y salidas de materia** (agua, raíces, organismos del suelo y restos vegetales) y **energía** (del sol y de los residuos) que enriquece al suelo de nutrientes, le provee de agua y regula su temperatura, hay acumulación de materia orgánica, principalmente en el horizonte superior. Paralelamente, se desarrolla la sucesión vegetal que conduce a la formación del ecosistema propio de la región climática ecológica.
2. **Transformación de la materia orgánica y mineral** por la acción de los agentes químicos y biológicos en un ambiente húmedo, dando como producto compuestos minerales (arcillas y óxidos) y sustancias húmicas las que son típicas de cada región climática ecológica (o ecosistema) y siendo los minerales fundamentales para la retención y liberación de nutrientes y en formar la estructura del suelo.
3. **Traslocación de la materia por:**
 - a) **Reciclaje de las plantas** que al depositar residuos concentra la materia orgánica y elementos químicos minerales en la superficie del suelo desarrollando de esta forma la fertilidad.
 - b) **El agua** que transporta en sentido descendente materia mineral y orgánica en solución o en suspensión dando lugar a la formación de horizontes específicos subsuperficiales y a las pérdidas por drenaje.
4. **Reorganización de la materia**, por procesos físico químico y biológicos, tales como la cristalización de la materia mineral, la formación por polimerización de sustancias húmicas de alto peso molecular, la formación de complejos órgano-minerales y de estructuras a nivel micro, meso y macro. La combinación de estos procesos permiten la formación de los horizontes del suelos y del sistema circulatorio para el agua y el aire, fundamentales para la vida del suelo.

Los distintos suelos del mundo se forman por las variaciones cualitativas y cuantitativas de estos procesos, los que están relacionadas y en parte reguladas por los ritmos y los ciclos climáticos y biológicos del ecosistema del cual el suelo forma parte. Esto sin perjuicio de los condicionamientos de los materiales geológicos y el paisaje.

La interacción en interdependencia recíproca es de una gran complejidad: el suelo provee el ambiente adecuado para el sistema radicular de la asociación vegetal y es el sistema descomponedor de todos los residuos orgánicos.

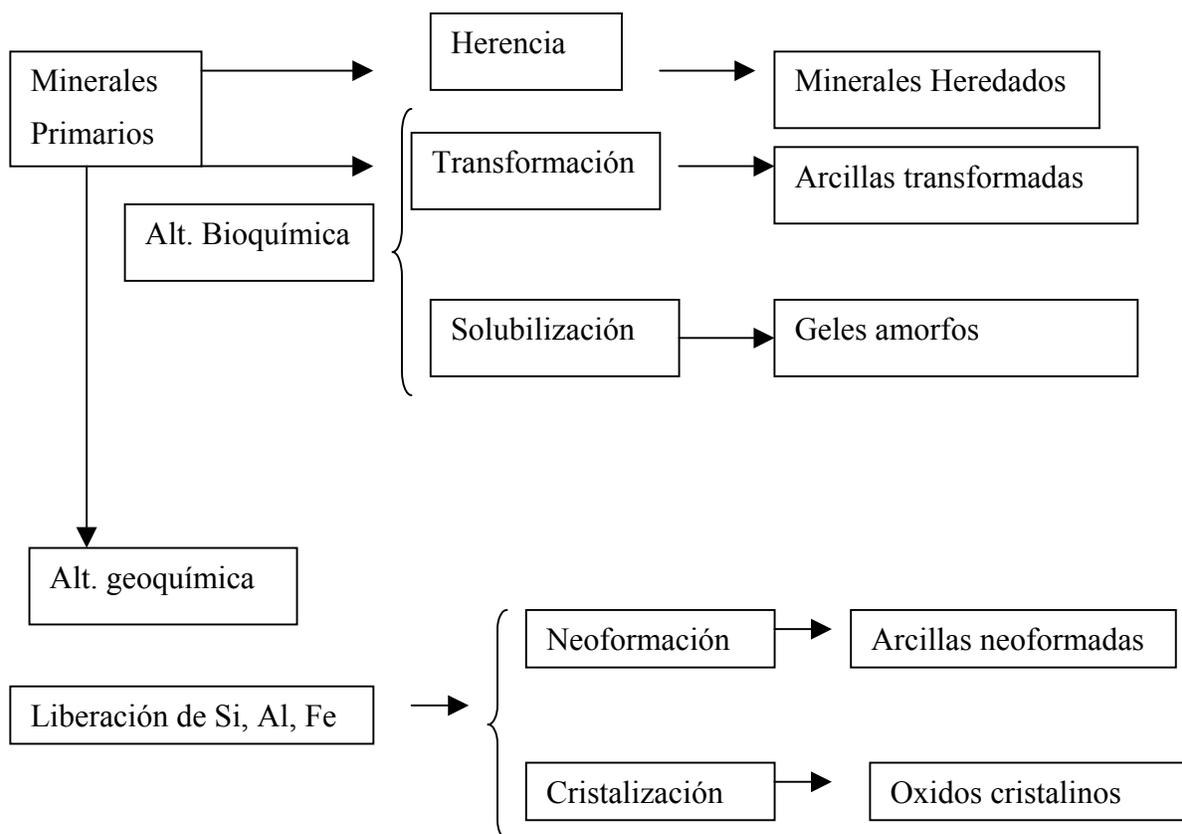
El ecosistema del suelo y el clima regulan las condiciones térmicas e hídricas del suelo, permite el reciclaje de los minerales, que junto a los aportes orgánicos construye la fertilidad del suelo.

Los regímenes térmicos, hídricos y de aireación del suelo así como sus procesos endógenos, no sólo dependen del ambiente sino también de los propios mecanismos de regulación construidos por el suelo

IV - PROCESOS BIOCLIMÁTICOS DE LA ALTERACIÓN DE LA FRACCIÓN MINERAL DE LOS SUELOS Y LA FORMACIÓN DEL COMPLEJO DE ALTERACIÓN

A- **Los procesos químicos** tienen como agentes el agua, el oxígeno y los ácidos minerales y orgánicos. Esto se puede observar en la Figura 4

Figura 4 Procesos de formación del complejo de alteración (Fuente: Abrégé de pédologie Ph. Duchaufour 1997)



La transformación se produce en las micas, las cuales no cambian su estructura. La degradación implica descomposición, donde algunos productos se pierden en solución y otros evolucionan a geles amorfos que posteriormente pueden cristalizar. En la neoformación hay descomposición y rápida evolución a arcillas de neoformación. Muchos de estos nuevos minerales reaccionaran con las sustancias húmicas formando complejos organo minerales.

Estos procesos de transformación están regulados por los factores bioclimáticos.

Alteración bioquímica: ligada al tipo de humus, al pH y la actividad biológica. Se puede detallar:

- a) **Hidrólisis neutra:** se produce en los suelos de pradera con predominio de herencia (Mica, Illita) y transformación en Vermiculita y Montmorillonita.
- b) **Acidolisis:** se forma en bosques de latifoliadas, con pH menor a 5 y formación de compuestos ácidos (sulfatos, nitratos) y liberación de aluminio, el cual en parte pasa a la estructura de la arcilla (Clorita) y parte actúa como catión libre.
- c) **Complejolisis:** se forma en bosques de coníferas con gran producción de agentes complejantes que transportan con el agua aluminio, hierro y sustancias húmicas de bajo peso molecular las que forman horizontes especiales en el B.

Alteración geoquímica: es una hidrólisis total de los minerales primarios en ausencia de materia orgánica, siendo predominantes los hidróxidos de hierro y aluminio y a veces formando arcilla microcristalina (caolinita) en suelos tropicales perhúmedos.

Complejo de alteración

Arcillas

Son estructuras laminadas de tetraedros de sílice y octaedros de aluminio

Caolinita: es una arcilla simple, de estructura tipo 1:1, formada por una lámina de sílice y una de alúmina unidas fuertemente y formando cristales de 1 micra. No tiene sustituciones isomórficas y tiene completa saturación de las cargas salvo los bordes.

Illita: está formada por dos capas de sílice y una de alúmina (estructura tipo 2:1) con sustituciones isomórficas en la capa tetraédrica, lo que hace que tenga exceso de cargas y pueda fijar potasio en la intercapa.

Montmorillonita: presenta una estructura tipo 2:1 con sustitución isomórfica en la capa octaédrica lo que le da exceso de carga y capacidad para retener cationes.

Vermiculita: tiene una estructura tipo 2:1 con el mismo tipo de sustitución que la montmorillonita.

Clorita: de estructura 2:1:1 y es una arcilla 2:1 con una capa octaédrica entre las capas, de unión débil y con tendencia a degradarse.

Los oxi – hidroxidos (Fe, Al, Mn, Si) constituyen junto a las arcillas una fracción importante del complejo de alteración. Cuando son liberados, tienden a pasar a formas insolubles (amorfo o cristalina) y generalmente se asocian a otros elementos del complejo, principalmente arcillas.

El **hierro** en medio bien aireado de pradera (mull) se asocia a las arcillas; en suelos de bosque forma complejos móviles. Las formas cristalinas son **goethita** (FeOOH) de color ocre, que se forma a medida que se libera de sus agentes complejantes y **hematita** (Fe₂O₃), de color rojo, propia de los climas tropicales, sin agentes complejantes y con período seco.

El **aluminio** es importante en su forma iónica (medio ácido, con pH menor a 5) y su tendencia es a formar minerales arcillosos siendo los óxidos poco abundantes. La forma cristalina, **gibbsite**, predomina en los suelos ferralíticos

La **silice** existe bajo forma libre, cristalizada (cuarzo) o combinada en los silicatos. Al liberarse el ácido monosilícico (SiO₄H₄) soluble, por consecuencia móvil, puede pasar a forma amorfa o cristalina, o ser transportado por el agua y ser reciclado por las plantas y acumularse en el horizonte A, pudiendo evolucionar a arcillas de neoformación tanto en clima húmedo como semiárido.

En el Cuadro 7 se presentan los tipos de alteraciones climáticas.

Cuadro 7: Alteraciones climáticas

Clima	Suelo	Tipo de alteración	Formación de arcilla	
			Transformación	Neoformación
Boreal	Podzol	Complexolisis	Degradación Solubilización	Nula
Templado	Podzol (mor)	Complexolisis	Degradación Solubilización	Nula
	Brun (mull)	Acidolisis	Transformación (degradación)	

			moderada)	
Mediterráneo	Fersialítico	Hidrólisis neutra	Herencia Transformación	(bisialitización)
Tropical	Ferruginoso tropical	Hidrólisis total	Herencia, Transformación limitada	Monosialitización
	Vertico	Hidrólisis total	Herencia, Transformación limitada	Fuerte (Bisialitización)
Ecuatorial	Ferralítico	Hidrólisis total	Herencia, Transformación nula	Fuerte (monosialitización, alitisación)

ECOLOGÍA DE LA ALTERACIÓN

Hay tres grandes grupos de factores:

- a)- **Factor tiempo**
- b)- **Factores bioclimáticos: temperatura y precipitación**
- c)- **Factores locales: material madre, topografía y drenaje.**

a)- Factor tiempo: en los suelos jóvenes (menores a 10.000 años) las arcillas de transformación y de neo formación dominan la bisialitización. En cambio en los suelos viejos domina la monosialitización y la alitisación y son paleo suelos.

b)- Factores bioclimáticos: El planeta tiene 3 grandes regiones térmicas: permafrost, templada y tropical. La región templada puede ser: templada fría, templada media y templada cálida; y la región tropical puede ser sub tropical, tropical y ecuatorial. Estas dos últimas tienen varias subregiones: árida, subhúmeda, húmeda y perhumada, lo que da un total de 24 zonas climático ecológicas con sus ecosistemas típicos y los grandes tipos de suelos

c) Factores locales

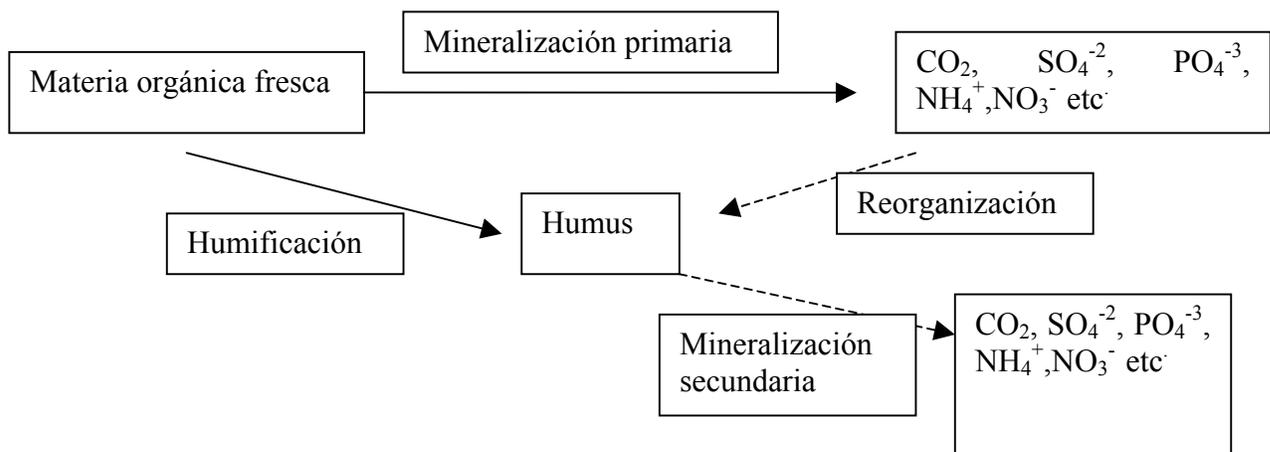
- i) **Material madre:** la gran variedad de rocas ígneas (por su estructura y composición) y de rocas sedimentarias por su estructura física y composición hacen que este factor tenga un gran efecto. Esto es muy típico en Uruguay
- ii) **Topografía:** permite una absorción de agua diferencial, lo cual está relacionado al mayor o menor escurrimiento sobre el suelo y movimiento dentro del suelo.
- iii) La **posición en el paisaje** hace que el drenaje sea distinto para un suelo de loma, de ladera o de planicie y en consecuencia su aireación y sus procesos de formación.

LA FRACCIÓN ORGÁNICA

Aspectos generales

La fracción orgánica del suelo se forma a partir de los residuos de la vegetación que llega al suelo: mantillo de los bosques, raíces de los pastos o residuos de las cosechas y animales. Estos residuos sufren 2 procesos: parte se mineraliza produciéndose compuestos simples y parte se humifica pudiendo sufrir una mineralización secundaria. Eso se observa en la Figura 5.

Figura 5 Descomposición de la materia orgánica fresca: humificación y mineralización



Este fenómeno puede ser rápido o lento, siendo los factores que lo regulan la formación del complejo organomineral que lo inmovilizan y la actividad biológica regulada por condiciones ambientales. Por ello, algunos suelos (pradera, andosoles) acumulan en tanto otros (bosques de latifoliadas ácidos) el humus es menor y en los bosques de coníferas (muy ácidos y de poca actividad biológica) se acumulan en superficie los residuos y la alteración es muy baja. Los suelos de pradera presentan un horizonte A, con alto tenor de humus de gran espesor, y muy evolucionado. El humus Mor es el menos activo con un horizonte Ao que tiene 3 horizontes que son liter- fermentación-humus Mor que está sobre la superficie del suelo. Es muy poco evolucionado y tiene compuestos orgánicos solubles, que pueden migrar al horizonte Bh. El horizonte A₁ es muy débil y no se forman complejos organo-minerales.

Los Moder se forman con vegetación de bosque mixto; es semejante al Mor con menos residuos acumulados y es poco activo.

Los Mull forestal se forman por una descomposición rápida del mantillo que no se acumula. Se forman agregados estables organo-minerales y un horizonte A₁ con humus algo evolucionado y muy prominente en las andosoles (evolución lenta).

Composición de la materia organiza fresca del mantillo

En los suelos de pradera domina el aporte por parte de las raíces, al cumplir cada especie su ciclo anual. Hay una descomposición rápida y una humificación con aporte de nutrientes y humus que evoluciona en los periodos secos.

En los suelos forestales de coníferas, los residuos se acumulan y tienen una evolución lenta en un medio muy ácido dando Moder o Mor.

En los bosques de haya o de roble, hay una caída de residuos anual de dos a cuatro toneladas que se transforma en elementos solubles o se humifican. Si hay un sotobosque de festuca provee 40 a 50% de los residuos. Una selva tropical recibe entre 10 y 15 toneladas de residuos anuales.

Los factores positivos de los residuos son: tenores altos de hidratos de carbono y una relación carbono/nitrógeno baja.

Son negativos la lignina, los lípidos, los taninos condensados, alta relación C/N (típico de residuos de resinosas y ericacias).

A- Humificación.

De igual forma que actúan las condiciones ambientales, el tipo de residuo es muy importante en la velocidad de humificación, y su disposición (sobre el suelo o dentro del mismo) lo que implica que algunos residuos se descompongan rápidamente (neoformación) y otros lleven años (mantillo de pino) siguiendo procesos de herencia y transformación. Por

neoformación se desarrollan los compuestos húmicos y por herencia y transformación las huminas.

Todos los compuestos (ésteres, lignina, tanino, polisacáridos y proteínas) participan en el proceso hasta formar el núcleo (noyau) y los ácidos húmicos que son los compuestos húmicos y las huminas (que se forman en una línea independiente por herencia y transformación). Según los cationes disponibles se forman los humus básicos (Mull de las praderas, saturados), humus ácidos (Mull de los bosques de latifoliadas) y los Mull (bosques de coníferas desaturados). Los suelos hidromórficos sufren un proceso de Bituminización.

B- Estabilización físico química y maduración.

La estabilización depende de las condiciones del medio: es completa y rápida con Mull cálcico y arcillas smectitas; con Mull ácido es intermedia; en suelos de ceniza volcánica la estabilización por aluminio es muy fuerte.

La maduración o polimerización de los humus se produce en periodos de sequía (caso de las praderas, donde es alto el índice de polimerización 60-70%). En suelos de bosque de latifoliadas (húmedos) este índice es solo 15-20 %

C- Composición Bioquímica del Humus

Existe un grado de evolución:

Moder \longrightarrow Mull Mesotrofo \longrightarrow Chernozem.

El Mull carbonatado forestal es muy equilibrado pero menos evolucionado que el Chernozem. El Mull Andico tiene dominio de humus poco evolucionado y una gran estabilidad por el contenido muy alto de materia mineral muy fina.

ECOLOGÍA DE LA HUMIFICACIÓN.

El tipo de humus de un suelo depende de la naturaleza de los residuos y de las condiciones del clima y con ello del ecosistema, de la materia mineral y de las condiciones del relieve y de la humedad local.

Los climas: en la URSS si uno recorre de norte a sur se encuentra con:

- 1- Un mor forestal de bosque de coníferas.

- 2- Un moder forestal boreal mixto.
- 3- Un mull forestal de bosque de latifoliadas.
- 4- Un mull espeso chernozemico de estepa densa.
- 5- Un mull castaño de la estepa clara.

Bajo bosque, el efecto mantillo es determinante, mientras que en la estepa son importantes el efecto de la rizosfera en los períodos secos y los procesos de maduración.

El clima local es importante en zonas de sierras y montañas para la orientación norte –sur y por lo efectos de la temperatura y humedad.

Acción del material madre: El ejemplo es en Francia, en la zona atlántica con vegetación de robles y la asociación roble-aya donde el material geológico determina la humificación.

- 1- Si el material es de arenas cuarzosas, los complejos organominerales se mantienen solubles y el humus es tipo mor o moder.
- 2- En materiales con calcáreo activo se da un mull carbonatado.
- 3- Si los materiales volcánicos liberan alofanos se forma un mull ándico.

Factores agua y aireación

- 1- Con condiciones anaerobicas se forman los anmor y turbas.
- 2- Si hay cortos periodos de aerobiosis y luego de anaerobiosis se forman los hidro mor o hidro moder o hidro mull.

Efecto humano: da dos tipos de efecto:

- 1- Por cultivo.
- 2- Cambios de vegetación.

El cultivo prolongado produce una pérdida de las fracciones más lábiles del humus y a veces un cambio de pH y fertilidad. Los cambios de vegetación provocan degradación progresiva de los bosque por aclareos e invasión del matorral (landas de Francia) dando una Podsolización secundaria.