

LOS CONSTITUYENTES DEL SUELO Y SU ORIGEN

1

FRACCIÓN MINERAL

I. — INTRODUCCIÓN Y DEFINICIONES

El mejor método de estudio de la fracción mineral consiste en comparar la composición mineralógica y geoquímica de los horizontes del perfil, especialmente la del (B) o B, con la del material de origen (llamado con frecuencia «roca madre»), que constituye el horizonte C o R. Esta comparación es particularmente demostrativa cuando se trata de un suelo formado sobre una roca ígnea (por ejemplo, granito), que, en estado fresco, sólo contiene minerales llamados «primarios» (cuarzo, feldespatos, micas, etc.): si bien el suelo contiene todavía una cierta cantidad de estos minerales **primarios** (por ejemplo, cuarzo), denominados heredados (más abundantes en las fracciones «gruesas» o «medias»), su fracción mineral se caracteriza sobre todo por la presencia de minerales nuevos, llamados **secundarios** (arcillas, óxidos libres), que constituyen la parte esencial de la «fracción fina» y que resultan de la transformación bioquímica, denominada **alteración**, de determinados minerales primarios. Además, los *«balances»* (comparación entre los horizontes [B] y C o R) demuestran que, en el curso de la alteración, se pueden producir pérdidas más o menos importantes de elementos solubles, por arrastre fuera del perfil. El conjunto de los minerales secundarios, resultante de la alteración de los minerales primarios, constituye el **complejo de alteración**, cuyo estudio es fundamental para comprender la edafogénesis.

Los productos de la alteración pueden clasificarse, por una parte en función de su solubilidad decreciente y, por otra, en función de su creciente grado de cristalización:

 1.º) los cationes más solubles adquieren temporalmente la forma de cambio (véase cap. 6: complejo absorbente) o son eliminados por drenaje, 2.º) los cationes menos so-

lubles evolucionan más o menos rápidamente, según el medio, hacia una forma insoluble, primero amorfa y eventualmente cristalina (oxihidróxidos de hierro y de aluminio y sílice), y 3.º) los geles mixtos, esencialmente a base de alúmina y de sílice, cristalizan dando los minerales con una estructura en «estratos», llamados arcillas.

Procesos fundamentales de la alteración

Son, por una parte, los procesos físicos (fundamentalmente la microdivisión de partículas gruesas, por ejemplo: micas → arcillas) y, por otra, los procesos químicos, en los que intervienen uno o varios agentes de alteración: el agua, el oxígeno y los ácidos inorgánicos u orgánicos; se distingue así la *hidrólisis*, el proceso más importante, que se refiere a la descomposición por el agua, la mayoría de las veces activada químicamente por la presencia, en estado disuelto, de elementos activos (ácidos inorgánicos y orgánicos); la *oxidación*, que libera, en forma férrica $\text{Fe}(\text{OH})_3$, el Fe^{2+} de algunos minerales; la *hidratación*, adición de moléculas de agua a los minerales, lo que provoca un aumento de volumen y, por lo tanto, un aflojamiento de la roca; y, por último, la simple *disolución* que afecta a algunas rocas salinas, por ejemplo al yeso, o incluso a las calizas, cuya disolución está muy favorecida por la presencia del CO_2 disuelto en el agua.

En realidad, no siempre es fácil definir el complejo de alteración, ya que existen todas las formas intermedias entre los minerales primarios, denominados *heredados*, que no han sufrido ninguna transformación, y los minerales secundarios, llamados *neofor-*
mados, que, por el contrario, fueron totalmente reconstruidos con ayuda de los constituyentes básicos, previamente liberados; se pueden clasificar entonces los minerales secundarios en función de su origen y de su grado de transformación (fig. 1):

- *herencia*: simple microdivisión sin transformación química (ejemplo, cuarzo);
- *transformación*: proceso que afecta a las micas, cuya microdivisión va acompañada de procesos químicos suaves (pérdida de algunos iones), conservándose la estructura inicial de los cristales (conjunto de las arcillas «micáceas»: illitas y vermiculitas);

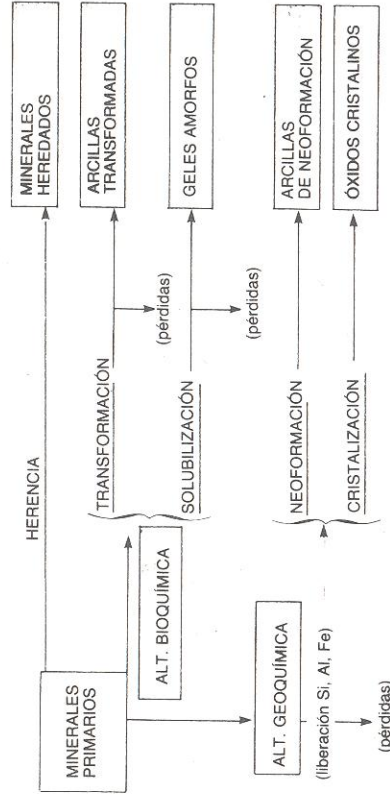


FIG. 1 — Procesos de formación del complejo de alteración.

— **solubilización**: los elementos que constituyen los minerales primarios son liberados en estado soluble o pseudosoluble, permaneciendo en esta forma durante cierto tiempo: algunos se pierden por drenaje y otros evolucionan lentamente hacia geles amorfos o paracristalinos (alofanos: *amorfización*), generalmente después de haber sufrido una redistribución en el perfil;

— **neoformación**: también en este caso hay liberación de los constituyentes, algunos de los cuales son arrastrados fuera del perfil, aunque la mayor parte de ellos evolucionan rápidamente, *in situ*, hacia una forma cristalina, las *arcillas de neoformación* (montmorillonita o caolinita, según el medio).

Destaquemos desde ahora que la *materia orgánica* generalmente juega un papel importante en los procesos de transformación y de solubilización (*alteración bioquímica*) mientras que, por el contrario, interviene poco en los procesos de neoformación (*alteración geoquímica*). Esto será estudiado con más detalle en el apartado 7.

II. — CLASIFICACIÓN DE LOS MINERALES SEGÚN SU TAMAÑO: GRANULOMETRÍA

La *granulometría*, o *textura*, corresponde a la distribución de los minerales según su tamaño (en realidad, según su *diámetro*, suponiendo las partículas esféricas), independientemente de la naturaleza y de la composición de estos minerales; cuando se trata de suelos formados sobre rocas cristalinas, la importancia de la fracción fina (denominada a menudo, por extensión, «arcillas»), dada por el análisis granulométrico, y la de los oxihidróxidos libres (Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2), valorados por separado mediante métodos químicos, dan una primera estimación (que en realidad es sólo aproximada) del complejo de alteración. La granulometría suministra, por lo tanto, una valiosa información sobre la edafogénesis. Su interés práctico, que afecta a las propiedades *funcionales* del suelo (relación entre el suelo y el agua, aireación, complejo absorbente, etc.: véase toda la segunda parte), es todavía más evidente, pudiéndose afirmar que *el conjunto de las propiedades físicas y químicas del suelo está en estrecha relación con la textura y la estructura, que aparecen como dos factores clave de la fertilidad* (véanse capítulos 3, 4, 6 y 7).

1. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

Se realiza sobre la tierra fina (obtenida por tamizado con un tamiz de 2 mm de malla). Después de destruir la materia orgánica con un oxidante enérgico, se dispersan las partículas minerales con ayuda de un dispersante alcalino (hexametáfosfato sódico); las partículas gruesas (diámetro superior a 50 μm) se separan por tamizado mientras que las partículas medias y finas se obtienen midiendo la velocidad de sedimentación: así, por ejemplo, para la fracción fina (diámetro inferior a 2 μm), 8 horas a 20 °C, a partir de 10 cm.

El carbonato cálcico, si existe, puede disolverse previamente con HCl y valorarlo globalmente en otra muestra, realizando la granulometría únicamente en la fracción silicificada; sin embargo, también es posible efectuar el análisis granulométrico sin destruir los carbonatos y estimar después el porcentaje de CaCO_3 de cada fracción, lo que

es interesante ya que informa indirectamente sobre el contenido en *caliza activa*, que corresponde aproximadamente a las fracciones de CaCO_3 presentes en los limos y en las arcillas (se puede valorar también la caliza activa, en una muestra separada, por un método químico, basado en la insolubilización del oxalato amónico: método Drouineau).

Los oxihidróxidos se distribuyen entre las diferentes fracciones, en forma de *revestimientos* o de *puentes* entre las partículas, constituyendo verdaderas partículas únicamente las *concreciones aisladas*; cuando su gran abundancia impide la dispersión de los silicatos, conviene eliminarlos previamente, y valorarlos en una muestra separada (tal es el caso de los suelos ferralíticos, de los andosoles, etc.).

OBSERVACIÓN: El método densimétrico, que consiste en medir, a intervalos regulares, las variaciones de densidad de la suspensión de las partículas, es un método práctico y rápido; con la ayuda de ábacos permite obtener, en un momento dado, la suma de las partículas correspondientes a un diámetro determinado, que están todavía en suspensión; se pueden construir así *curvas acumulativas*, características de las diferentes texturas (véase fig. 2).

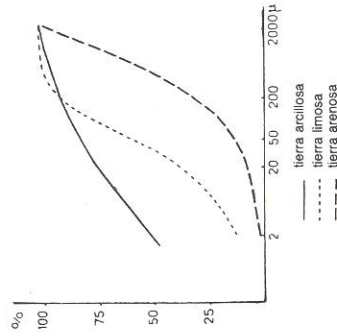


Fig. 2 — Ejemplos de curvas acumulativas.

2. CLASIFICACIÓN DE LAS PARTÍCULAS

Por convenio internacional, las partículas se clasifican, en función de su diámetro, de la manera siguiente:

- *pedras y gravas* ($d > 2 \text{ mm}$): se consideran aparte ya que la *granulometría propiamente dicha se refiere a la tierra fina* (diámetro inferior a 2 mm); es importante determinar su naturaleza (con frecuencia son restos de roca madre).
- *arenas*: de 2 mm a 50 μm (arena gruesa: de 2 mm a 0,2 mm; arena fina: de 0,2 mm a 50 μm).
- *limos* (o *silt*s): de 50 μm a 2 μm (limo grueso: de 50 μm a 20 μm ; limo fino: de 20 μm a 2 μm).

— *fracción fina*: $< 2 \mu\text{m}$; esta fracción, comunmente denominada «arcilla», término impropio ya que no sólo comprende los minerales de la arcilla sino también otros minerales (véase apartado 4), a menudo se subdivide en arcillas finas, medias y gruesas.

OBSERVACIÓN: Las expresiones «arenas» y «limos» también pueden prestarse a confusión ya que existen rocas no consolidadas, denominadas arenas y limos; la fracción granulométrica «arena» o «limo» representa, en cada uno de estos dos casos, sólo la fracción predominante; los limos loésicos, por ejemplo, contienen una cierta cantidad de arena fina y de 15 a 25% de arcilla.

3. CLASIFICACIÓN DE LAS TEXTURAS

Esta clasificación presenta una importancia considerable, como ya ha sido subrayado anteriormente, tanto para los agrónomos como para los edafólogos; en la mayoría de los países se representa con ayuda de un triángulo, llamado triángulo de texturas, cuyos tres lados corresponden respectivamente a los porcentajes de *arena*, de *limo* y de *arcilla*; para un suelo dado, los ejes de coordenadas así trazados concurren en un punto cuya posición indica inmediatamente la composición granulométrica del suelo; los campos delimitados en el interior del triángulo corresponden a las diferentes clases de textura. Desgraciadamente, no se ha llegado a un verdadero acuerdo internacional sobre los triángulos de texturas, de tal forma que existen numerosos tipos. A título de ejemplo, se presenta en la fig. 3 el utilizado por el Servicio de Cartografía de Suelos de Francia (Jamagne). En realidad se pueden agrupar las texturas en cuatro clases fundamentales que permiten definir, *grosso modo*, las principales propiedades del suelo:

— *textura arenosa*: suelo bien aireado, fácil de trabajar, pobre en reservas de agua y en elementos nutritivos y con baja capacidad de cambio aniónica y catiónica (fig. 3: núms. 1 al 4).

— *textura limosa*: el exceso de limo y la insuficiencia de arcilla pueden provocar la formación de una estructura masiva, que va acompañada de malas propiedades físicas (véase Estructura, cap. 3); esta tendencia se corrige con un contenido suficiente en humus y en calcio (fig. 3: núms. 8, 9 y 10);

— *textura arcillosa*. suelo químicamente rico pero con malas propiedades físicas; medio impermeable y mal aireado, constituyendo un obstáculo para la penetración de las raíces; trabajo del suelo difícil debido a la fuerte plasticidad (estado húmedo) o a la compactación (estado seco); una buena estructura, favorecida por la humificación, corrige en gran parte estas propiedades desfavorables (véase cap. 3; fig. 3, núms. 11 a 14);

— *textura equilibrada (o franca)*: corresponde al estado óptimo, ya que presenta la mayor parte de las cualidades de los tres tipos anteriores, sin presentar sus defectos; ejemplo de granulometría favorable para el cultivo: 20-25% de arcilla, 30-35% de limo y 40 a 50% de arena (fig. 3, núms. 5, 6 y 7).

4. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LAS FRACCIONES GRANULOMÉTRICAS

Como ya se ha señalado, la mayoría de los minerales primarios se encuentran en la fracción «limos y arenas», representando los minerales secundarios, minerales de la arcilla principalmente, la parte esencial de las fracciones finas. En realidad, la concordancia

Este triángulo textural y las texturas que aquí aparecen son diferentes a las de la Clasificación Americana, la cual es la de mayor utilización en Chile.

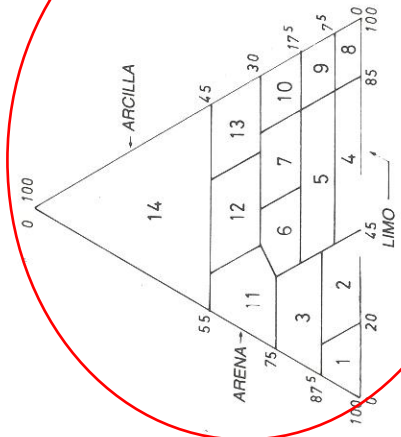


Fig. 3 — Diagrama de texturas (según JAMAGNE)

1. Arena; 2. Arena limosa; 3. Arena arcillosa; 4. Limo ligero-arenoso; 5. Limo medio arenoso; 6. Limo arenoso-arcilloso; 7. Limo arcilloso-arenoso; 8. Limo ligero; 9. Limo medio; 10. Limo arcilloso; 11. Arcilla arenosa; 12. Arcilla; 13. Arcilla limosa; 14. Arcilla pesada.

cía está lejos de ser perfecta, como se demuestra en la figura 4, que se refiere a un suelo formado sobre material granítico; concretamente una notable proporción de cuarzo fino, aparece en la fracción arcillosa, especialmente en los podsoles (horizonte A_2). La distribución de los oxihidróxidos es muy variable según los suelos y los materiales. Por último, si el medio contiene caliza, ésta puede encontrarse presente en todas las fracciones; en la creta y en las margas, principalmente, puede dominar en las fracciones limo y arcilla.

III. — BALANCE DE LA ALTERACIÓN: ÍNDICE DE ALTERACIÓN

Puesto que la granulometría sólo proporciona una información muy aproximada sobre la alteración, a menudo es necesario recurrir a métodos más precisos, y establecer verdaderos balances de alteración que permitan comparar el complejo de alteración de

Importante !!!

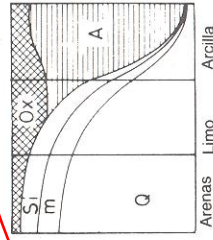


Fig. 4 — Composición media de las fracciones granulométricas (según SCHROEDER)

minerales primarios	minerales secundarios
Si : silicatos (distintos a las micas)	Ox : oxihidróxidos
m : micas	A : minerales de la arcilla
Q : cuarzo	

todo el perfil, con la composición inicial del material de partida, reconstituida a partir de la de los horizontes C o R (lo que supone una perfecta homogeneidad del material de origen: Lelong y Souchier).

Debido a las variaciones de densidad y de volumen que se producen en el curso de la alteración, estos balances se establecen en función de un elemento invariante, generalmente el cuarzo (en realidad es necesario hacer una corrección ya que el cuarzo sufre una pérdida por disolución, del 15 al 20%, en los suelos tropicales principalmente). Estos balances son de dos tipos, geoquímicos y mineralógicos, y permiten evaluar las pérdidas de elementos que se producen durante la alteración.

Se pueden definir entonces dos índices de alteración, tomando como base generalmente un oxihidróxido (hierro o aluminio); se establece la relación $\text{Al libre}/\text{Al total}$ o $\text{Fe libre}/\text{Fe total}$, obteniendo la forma libre por medio de reactivos selectivos (por ejemplo, citrato-ditionito-bicarbonato). El índice de alteración bruto, válido para un horizonte dado, no tiene en cuenta las pérdidas que se producen en estado soluble; el índice de alteración corregido, establecido para un horizonte dado, o para el conjunto del perfil, permite evaluar, además, las pérdidas (excepcionalmente las ganancias en algunos horizontes de acumulación): estas pérdidas en forma soluble deben ser añadidas a los elementos del complejo de alteración, para obtener una evaluación real del grado de alteración.

El índice de alteración corregido se acerca al 100 % en un suelo ferralítico ecuatorial mientras que en un suelo pardo templado no sobrepasa el 50% aproximadamente.

IV. — MATERIAL DE PARTIDA: MINERALES Y ROCAS

El índice de alteración y el complejo de alteración de un suelo dado dependen, por una parte, del material de partida y, por otra, de las condiciones bioclimáticas, generales o locales, cuya acción será estudiada más adelante. En este apartado, sólo será examinado el papel del material de partida y puesto que las rocas son conjuntos de minerales agrupados, se estudiarán éstos con prioridad.

1. MINERALES

Los minerales silicatados, o minerales primarios, más o menos alterables, caracterizan las rocas eruptivas:

— **el cuarzo** (sílice cristalizada), considerado a menudo como inalterable (aunque en realidad puede disolverse del 15 al 20 % en determinadas condiciones de clima húmedo y cálido) es, con mucha diferencia, el componente más importante de la mayoría de las rocas y de los suelos;

— **los silicatos** están compuestos por un conjunto de tetraedros (sílice) y de octaedros (alúmina) ensamblados, que dan lugar a estructuras de diferentes tipos:

1.^o) islotes aislados (olivino o peridoto), 2.^o) en cadenas o bandas (piroxenos y anfíboles), 3.^o) en capas (filosilicatos, micas), y 4.^o) organización en tres dimensiones: tectosilicatos y feldespatos.

• Los tipos (1) y (2), llamados minerales ferromagnesianos, se alteran fácil y rápidamente, liberando mucho hierro, magnesio y, a menudo, también calcio.

• En el tipo (3), las micas (biotita, glauconita), se alteran por transformación, por pérdida de potasio y eventualmente de hierro, dando vermiculitas; por el contrario, las moscovitas (sericitas) son difícilmente alterables y con frecuencia se conservan en el perfil.

• El tipo (4) (feldespatos) presenta una resistencia a la alteración variable, según su contenido en sílice: la ortosa y la microclina, ricas en sílice, son poco alterables, mientras que los feldespatos plagioclasas, los más ricos en calcio y los más pobres en sílice, son los más alterables. La estructura de los feldespatos les hace poco favorables a los procesos de transformación. En clima templado o frío, se alteran liberando productos solubles o amorfos; en clima cálido dan lugar a arcillas de neoformación.

Al lado de los minerales principales, figuran a menudo, en las rocas ígneas, minerales accesorios, algunos de los cuales juegan un papel importante en la fertilidad (apartito, reserva de fósforo; pirita, reserva de azufre: véase cap. 7, fertilidad mineral) y otros suministran al suelo oligoelementos indispensables para la vida de las plantas.

— **los minerales de las rocas sedimentarias**, son, por una parte, los mismos que los minerales primarios de las rocas ígneas: cuarzo, feldespatos, micas, aunque muchas de estas rocas contienen cantidades importantes de *arcillas*, resultantes de una alteración anterior; pero además, *los carbonatos de calcio (calcita) o mixtos*, de calcio y de magnesio [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], son específicos de las rocas sedimentarias; la mayor parte de ellos tienen un origen biológico y se formaron en las aguas dulces o marinas: se alteran por disolución en agua cargada de CO_2 , dando bicarbonatos, siendo a este respecto la dolomita menos alterable que la calcita.

2. ROCAS

Se distinguen las rocas eruptivas o ígneas (magnéticas), las rocas sedimentarias y las rocas metamórficas. Estas rocas se estudiarán y se clasificarán en este apartado desde el punto de vista del edafólogo, es decir, en función de su aptitud a la alteración y de la naturaleza del complejo de alteración que proporcionan.

a) Rocas eruptivas (o ígneas)

Se pueden clasificar, por una parte, en función de su composición mineralógica y, por otra, en función de su estructura (*granuda* o *granítica*, cuando los minerales se encuentran en forma de cristales gruesos de igual tamaño; *porfírica* o *microlítica*, caracterizada por la presencia de una «pasta» vítrea o microcristalina, propia sobre todo de las vulcanitas o lavas de efusión).

La figura 5 da una idea de la composición de las principales rocas, en función de su mineralogía y de su contenido en sílice; las más ricas en sílice se califican a menudo como «ácidas» (a la izquierda de la figura) denominándose las más pobres «básicas» (a la derecha de la figura). La línea superior indica las rocas granudas, mientras que la de abajo da la relación de las rocas microlíticas correspondientes.

El proceso de alteración característico de las rocas eruptivas es la *hidrólisis*, cuyas modalidades y resultados son función, por una parte, de su composición y, por otra, de su estructura. Las rocas «ácidas», ricas en sílice (libre o combinada) son más resistentes a la alteración que las rocas «básicas», pobres en sílice; las primeras dan lugar (al menos en clima templado) a compuestos solubles o amorfos, y a una reducida cantidad de arcillas de transformación (procedentes de las micas); las segundas son más favorables a

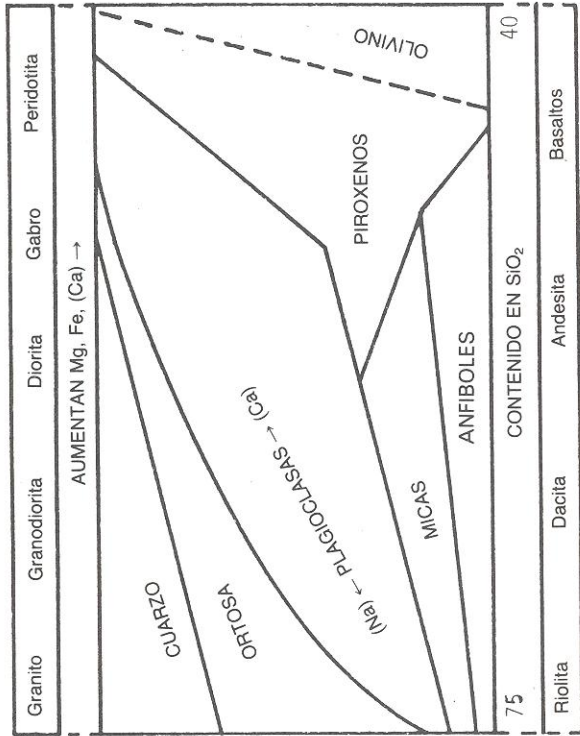


Fig. 5 — Composición de las principales rocas eruptivas.
(Observación: las rocas ricas en sílice pero desprovistas de cuarzo, sienita y traquita, no figuran en esta tabla).

una neoformación de arcillas, relativamente importante, principalmente en clima cálido. Por otra parte, las rocas efusivas, microlíticas o vítreas, con frecuencia se alteran muy rápidamente por una *hidratación* de los minerales (controlada por la materia orgánica del suelo) dando lugar a un mineral amorfo o paracrystalino: *el alofano* (véase apartado V).

b) Rocas sedimentarias

Las tres propiedades que intervienen en la alteración y en la edafogénesis son: 1.º) la composición mineralógica, 2.º) la granulometría de las partículas (fina o gruesa), y 3.º) la dureza, ya que algunas rocas son blandas o friables y otras consolidadas y a veces duras. La tabla I presenta una clasificación simplificada de las rocas sedimentarias, que permite poner de relieve estas tres propiedades; desde el punto de vista de la composición, se distinguirán únicamente tres grandes categorías de rocas: *las rocas clásticas*, formadas por sílice y silicatos pero pobres en carbonatos (en general desprovistas de carbonatos), *las rocas calizas*, en las cuales el carbonato cálcico (asociado a veces con el carbonato magnésico) es el componente predominante, y, por último, *las rocas mixtas*, que contienen silicatos y carbonatos en proporciones casi iguales.

Las rocas sedimentarias se alteran de forma muy diferente según que se trate de rocas clásticas o de rocas calizas (o mixtas). En las primeras predominan los procesos de herencia (o de transformación más o menos intensa por lo que respecta a las arcillas),

Tabla I: PRINCIPALES ROCAS SEDIMENTARIAS

Composición	Granulometría	Consistencia		
		Deleznable	Consolidada	Dura
Rocas clásicas (sílice, silicatos)	Fina	Arcillas, Margas	{ Argilitas Pizarras	{ Asperones* Cuarcitas
	Limosa	Loess, Limos eólicos (morrenas)	{ Pelitas Grauwacas	
	Arenosa	Arenas	Arenisca	
Rocas calizas	(Arcillo-limosa)	Creta	Caliza oolítica	Calizas coralinas
		Caliza fina	Tufs**	Mármoles cristalinos
Rocas mixtas	Fina	Caliza margosa	{ Mármoles arcillo-calizos Asperón calizo	
	Gruesa	{ Caliza areniscosa Molasa		

* Traducción del término Meulière, según I. Zamarréno e I. Gil. 1981, *Tratado de Geología: Petrología*, Ed. Omega, Barcelona. (N. de los T.)

** Término que comprende las tobas y los travertinos. (N. de los T.)

de tal forma que con frecuencia la granulometría del suelo y la del material de partida se parecen mucho; por otra parte, es evidente que la alteración será tanto más lenta y difícil cuanto más consolidada o dura sea la roca. Por lo que respecta a las rocas ricas en carbonato cálcico, el proceso que se pone en juego y el resultado de la alteración difieren considerablemente, según la composición de la roca y según su dureza. Así, la creta y las calizas finas sufren un *aflojamiento mecánico*, especialmente bajo la acción del hielo, dando lugar a partículas finas de CaCO_3 (caliza *activa*); las calizas margosas blandas sufren un hinchamiento, por *hidratación* de las arcillas, que afloja la roca, liberando un material arcillo-calizo fino, todavía rico en caliza activa; por último, las calizas duras (y pobres en impurezas silicatadas) se alteran por *corrosión* y *disolución superficial* (Lamoureux), substituyendo únicamente las impurezas silicatadas (arcillas) que forman películas, a menudo removidas por las aguas de escorrentía, acumulándose en las grietas de la roca o en las depresiones (arcillas de decarbonatación, que constituyen a menudo paleosuelos, en clima templado: véase cap. 8); este tipo de alteración caracteriza los *karsis*.

c) Rocas metamórficas

Las más importantes resultan del endurecimiento y, a veces, de la cristalización (con formación de nuevos minerales) de rocas silicatadas, arceno-arcillosas. De forma

esquemática se distinguirán las filitas, los micaesquistos y los gneises, según un orden de transformación creciente. Los procesos y los productos de la alteración de las rocas metamórficas «ácidas» son, *grasso modo*, comparables a los de las rocas eruptivas correspondientes, con una diferencia esencial sin embargo: para una composición mineral equivalente, la textura es más fina (a menudo «líamos»). En cuanto a las rocas metamórficas denominadas «básicas» (rocas «verdes», esquistos cloríticos), contienen minerales especiales: serpentina y clorita, que se alteran muy rápidamente.

V. — COMPLEJO DE ALTERACIÓN: ARCILLAS

Las arcillas son silicatos de aluminio más o menos hidratados, microcristalinos, con estructura en «estratos»* (filitas), dotadas de propiedades particulares: debido a sus cargas negativas, retienen cationes en forma de cambio (véase cap. 6); algunas tienen la capacidad de absorber agua entre los «estratos» (arcillas expansibles**), lo que provoca importantes variaciones de volumen entre los periodos secos y húmedos; por ser coloides, pueden encontrarse en el suelo en estado *disperso* (en medios fuertemente alcalinos, por ejemplo) o en estado *floculado* (en presencia de cationes polivalentes flocculantes, Al^{3+} y Ca^{2+}) y, por este hecho, juegan un gran papel en la formación de agregados, constituyendo, junto con la materia orgánica, los *cementos* (véase Estructura, cap. 3) de estos agregados.

1. ESTRUCTURA DE LOS «ESTRATOS»

— «Estratos» de dos capas: El «estrato» más sencillo es el de la caolinita (denominado 1/1 o te-oc), que está formado por la asociación de dos capas superpuestas: 1.^o) una capa tetraédrica, en la que cada tetraedro está ocupado por un átomo de silicio, rodeado por átomos de oxígeno, y los tetraedros, unidos por sus vértices, forman una red hexagonal (fig. 6), y 2.^o) una capa octaédrica, formada por octaedros, ocupados por átomos de aluminio, rodeados por grupos (OH) (estando garantizado el enlace con los tetraedros por los oxígenos); en realidad, *solamente dos de cada tres octaedros* están ocupados por un Al^{3+} , lo que permitió designar a este tipo de «capa» con la expresión «dioctaédrica». En conjunto, la fórmula es la siguiente (red doble):



El «estrato» es eléctricamente neutro, ya que las 12 cargas + de los Al, equilibran las 6 cargas — de las capas de sílice, más los 6(OH) —.

— «Estratos» con tres capas (2/1 o te-oc-te): Este tipo corresponde a las illitas, vermiculitas y esmectitas; comprende tres capas: dos capas tetraédricas de sílice, encuadrando una capa octaédrica; sin embargo, esta capa octaédrica tiene una composición diferente, según la clase de arcilla, de tal forma que conviene distinguir dos tipos: el primero es *dioctaédrico*, como la caolinita: para la red doble, 4 Al^{3+} equilibran las 12 cargas — de las dos capas silíceas ($Si_4O_{10}(OH)_2$)⁶⁻ (caso de las illitas y esmectitas); el segundo tipo es *trioctaédrico*: todos los octaedros están ocupados por un átomo de un ion divalente, generalmente el Mg^{2+} ; 6 Mg^{2+} equilibran 12 cargas — de las capas silíceas en la red doble (caso de las vermiculitas).

* Se denominan también «láminas», «capas complejas» o «paquetes». (N. de los T.)

** Se denominan también «arcillas hinchables». (N. de los T.)

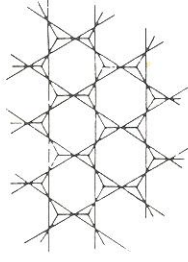


Fig. 6 — Esquema de la capa tetraédrica.

En los dos casos, los «estratos» que presentan esta composición teórica, son eléctricamente neutros.

— «Estratos» de cuatro capas (cloritas: 2/1/1 o te-oc-te-oc): A las tres capas del tipo precedente, se añade una cuarta capa de tipo octaédrico (a base de aluminio o de magnesio, según los casos).

OBSERVACIÓN: Muchos minerales están estrechamente emparentados con las arcillas, aunque difieren de ellas por su estructura: 1.^o) las *pseudofilitas* son arcillas «fibrosas» o «alargadas», con «estratos» de tipo te-oc-te (la *polygorskita*, frecuente en los suelos áridos, muy rica en Mg y, por lo tanto, trioctaédrica, pertenece a este tipo), y 2.^o) los *alofanos* son silicatos de alúmina, de composición química análoga a la de las arcillas pero sólo parcialmente organizados y no estructurados en «estratos», que están todavía próximos a los «geles» originales, y que resultan sobre todo de la hidratación de los vidrios volcánicos.

2. CARGA, ESPACIADO DE LOS «ESTRATOS» Y PODER DE EXPANSIÓN

Contrariamente a los modelos teóricos descritos más arriba, las arcillas están dotadas de cargas negativas, que resultan de la *sustitución* de un catión de la red por otro de menor valencia (por ejemplo, Si^{4+} por Al^{3+} o Al^{3+} por Mg^{2+}), lo que genera una carga negativa; es necesario subrayar que el fenómeno inverso, sustitución de un catión por otro de valencia superior, generándose una carga positiva, también existe (caso de las vermiculitas) pero sólo juega un papel secundario, rebajando, en algunos casos, la carga negativa total de la arcilla; conviene distinguir tres casos:

— *ausencia total de sustitución*: caolinita; no se desarrolla ninguna carga en la superficie de los «estratos»: estos permanecen unidos.

— *sustituciones en las capas tetraédricas* (Si^{4+} por Al^{3+}): generan cargas negativas elevadas (si se miden por unidad de superficie de las capas tetraédricas); estas cargas provocan la fijación energética de los iones no hidratados (K^+) en una forma no cambiante, lo que garantiza la estabilidad de los «estratos», que permanecen unidos: tal es el caso de las *illitas* (espaciado constante, 10 Å); no obstante, la eliminación de los iones K^+ fijados, y la disminución de las cargas negativas globales, provocan una *apertura de los «estratos»* de las illitas y de los otros minerales micáceos, lo que los transforma en vermiculitas; los iones K^+ no hidratados son sustituidos por iones Ca^{2+} o Mg^{2+} , hidratados, y, por lo tanto, de mayor tamaño, y estos iones siguen siendo cambiables (véase cap. 6); al mismo tiempo, se pueden incluir moléculas de agua en los espacios interfoliares, pudiendo de esta forma llegar a ser el espaciado total de los «estratos», de 14 a

Tabla II: PRINCIPALES TIPOS DE ARCILLAS DE LOS SUELOS

A. MODELO Te-Oc (1/1)

Sin sustitución en las capas: dioctaédrico

- espaciado constante de los «estratos» (7 Å) **CAOLINITA**
- espaciado variable (H₂O intercalada: 10 Å): *Haloisita*

B. MODELO Te-Oc-Te (2/1)

* Sustituciones tetraédricas: arcillas micáceas (poder de fijación de K)

- Dioctaédricas (Al predominante en los octaedros)
 - + espaciado constante de los «estratos» (10 Å) **ILLITAS**
 - + espaciado variable de los «estratos» (15 Å) *Vermiculitas dioctaédricas*
- Trioctaédricas (Mg predominante en los octaedros)
 - + espaciado constante de los «estratos» (10 Å): *Illitas trioctaédricas*
 - + espaciado variable de los «estratos» (15 Å) **VERMICULITAS**

* Sustituciones octaédricas

- Sin poder de fijación de K
- Espaciado variable de los «estratos» (> 20 Å)
- Dioctaédrica **ESMECTITAS-MONTMORILLONITAS**

C. MODELO Te-Oc-Te-Oc (2/1/1)

- Espaciado constante de los «estratos»
- Sin cargas **CLORITAS**

D. PSEUDOFILITAS (arcillas fibrosas)

Modelo Te-Oc-Te - Espaciado 10 Å: *Palygorskita*

N.B.: Las especies más importantes se indican en letras mayúsculas.

15 Å, espaciado que, en este caso, no puede ser sobrepasado (corresponde a dos capas de agua); por otra parte, la adición de iones K⁺ a la disolución del suelo provoca una nueva contracción de los «estratos».

— *sustituciones en las capas octaédricas (Al³⁺ por Mg²⁺)*: generan cargas negativas menos elevadas (si se miden por unidad de superficie de las capas octaédricas) que no provocan la fijación de iones K⁺ y, por lo tanto, la compresión de los «estratos»: estos no están unidos y su espaciado es variable según la cantidad de agua presente en el medio; tal es el caso de las esmectitas y montmorillonitas, que presentan un fuerte poder de expansión en presencia de agua; estas arcillas pueden absorber más de dos capas de agua, pudiendo sobrepasar el espesor total de los «estratos» los 20 Å. En estas condiciones, *todos los iones absorbidos, hidratados o no, son cambiables*.

Teniendo en cuenta estos dos criterios: estructura de los «estratos» y sustituciones y cargas, es posible presentar una clasificación muy simplificada de las principales arcillas de los suelos (tabla II); en esta clasificación se indica la naturaleza de las sustituciones, ya que condiciona el conjunto de las propiedades de las arcillas, en particular las cargas (fijación y absorción de cationes) y el poder de expansión.



3. LAS PRINCIPALES FAMILIAS DE ARCILLAS DE LOS SUELOS

Se revisan a continuación las grandes familias de arcillas y sus principales propiedades, reagrupando las illitas-vermiculitas debido a su estrecho parentesco (fig. 7).

a) Caolinita

De todas las arcillas es la más sencilla: formada por «estratos» de tipo 1/1 dioctaédricos, prácticamente sin sustituciones; por esta razón, las cargas son débiles o nulas, y se localizan sobre todo en las zonas laterales de ruptura de los «estratos»; generalmente éstos están unidos (espaciado 7 Å), excepto en el tipo haloisita, peor cristalizado, que puede retener una capa de agua interfoliar (espaciado 10 Å).

b) Illitas-vermiculitas (arcillas micáceas)

Se trata de arcillas que derivan de las micas, bien por simple herencia, acompañada de microdivisión (*illitas*), bien por apertura de los «estratos», acompañada de una pérdida parcial o total de los iones K⁺ fijados y de su sustitución por cationes de cambio (*vermiculitas*). En realidad, existen dos filiaciones diferentes, una que deriva de las micas dioctaédricas (moscovita) y otra que deriva de las micas trioctaédricas (biotita); las illitas propiamente dichas pertenecen a la primera serie y se transforman por apertura de algunos «estratos», en «illitas abiertas», llamadas a menudo, por analogía con la serie siguiente, «vermiculitas dioctaédricas». Las vermiculitas propiamente dichas son en realidad trioctaédricas, estando representado el paso entre biotita y vermiculita por las «illitas trioctaédricas», fase muy fugaz, que se altera rápidamente dando lugar a las vermiculitas abiertas.

Serie dioctaédrica:

MOSCOVITA → ILLITA → Illita abierta
(vermiculita dioct.)

Serie trioctaédrica:

BIOTITA → (Illita trioct.) → VERMICULITA

MONTMORILLONITA DE
DEGRADACIÓN

En ciertos medios, muy ácidos y muy agresivos (mor), se crean lagunas en la capa tetraédrica, las cargas disminuyen y la apertura de los «estratos» aumenta, dando lugar a una variedad particular de esmectita (montmorillonita), que recuerda, por su espectro de rayos X, el de las montmorillonitas verdaderas: se trata de las montmorillonitas (o esmectitas) de degradación.

Los minerales micáceos con «estratos» abiertos (principalmente vermiculitas) poseen dos propiedades importantes: 1.ª) en presencia de una fuerte concentración de iones K⁺ en disolución, se produce la fijación parcial de estos iones K⁺, que va acompañada de una *contracción* de los «estratos», y 2.ª) en medios ácidos, las vermiculitas sufren el proceso de *aluminización*: se liberan parte de los iones Al³⁺ de sustitución y

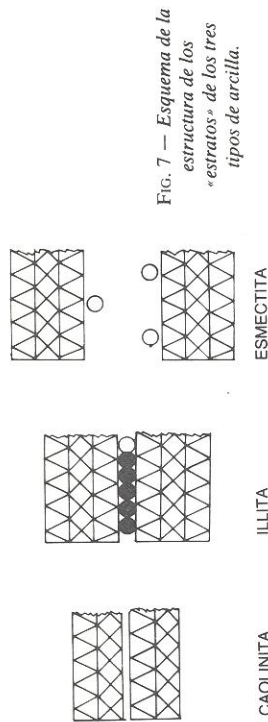


Fig. 7 — Esquema de la estructura de los «estratos» de los tres tipos de arcilla.

forman iones complejos hidratados $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ o $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ que se intercalan entre los «estratos» formando *islotex*, no contiguos, lo que rebaja la capacidad de cambio catiónico (vermiculitas aluminicas, preludio del proceso de cloritzación).

c) *Esmectitas-montmorillonitas*

(Se usa aquí el término montmorillonita en sentido amplio); las sustituciones octaédricas, predominantes en estas arcillas dioctaédricas, confieren a los «estratos» un gran poder de separación y no permiten la fijación de iones K^+ . Se pueden intercalar así varias capas de agua entre los «estratos», cuyo espaciado sobrepasa con frecuencia los 20 Å en medios húmedos; inversamente, en periodos secos, las arcillas sufren una retracción (10 Å), por pérdida de agua interfoliar. Por último, el poder de expansión puede ser mucho más espectacular todavía cuando las arcillas se ensamblian borde con borde, formando una verdadera red, susceptible de expandirse o de retraerse, según las variaciones de humedad (Tessier).

Puesto que las cargas se reparten tanto sobre las caras externas como sobre las caras internas de los «estratos», la capacidad de cambio es elevada, intermedia entre la de las illitas y la de las vermiculitas (véase cap. 6). *Nunca se observa fijación de iones K^+ , acompañada de contracción de los «estratos», como en el caso de las vermiculitas.*

Existen varios tipos de esmectitas: las *montmorillonitas* (propriamente dichas) no presentan ninguna sustitución tetraédrica; las *beidellitas*, por el contrario, presentan algunas sustituciones tetraédricas; son ricas en aluminio. Las *montmorillonitas* (o *beidellitas*) *ferríferas* (*nontronitas*), características de los vertisoles, poseen una capa octaédrica rica en hierro.

d) *Cloritas*

De fórmula $2/1/1$ (Te-Oc-Te-Oc), las cloritas presentan una capa suplementaria (octaédrica) que se intercala entre dos «estratos» parecidos a los de la vermiculita; por esta razón, todas las cargas están compensadas, la capacidad de cambio es prácticamente nula, y en ellas no se observa ningún poder de expansión.

En realidad, existen dos tipos de cloritas muy diferentes: el primero, denominado *cloritas primarias*, es heredado de ciertas rocas que contienen mucho magnesio (rocas

metamórficas, algunas rocas sedimentarias); este tipo se caracteriza por una capa suplementaria octaédrica, magnésica, llamada «brucitoide»; por el contrario, el otro tipo, denominado *cloritas secundarias* (o aluminicas), resulta de una aluminización muy intensa de algunas vermiculitas, que se produce en medios a la vez ácidos y confinados, dando lugar a la formación de una capa continua, llamada «gibbsitoide» intercalada entre los estratos $2/1$ («cloritzación» de las vermiculitas).

Por consiguiente, la serie evolutiva de las cloritas-vermiculitas es la siguiente:



INTERSTRATIFICADOS: Existen muchas arcillas que presentan caracteres intermedios entre estos tipos, denominadas *interstratificados*. En ellos se observa una alternancia de «estratos» de dos tipos diferentes: tal es el caso de las illitas abiertas, o illitas-vermiculitas, en las cuales algunos «estratos» perdieron los iones K^+ fijados, y que ya ha sido subrayado; existen también interstratificados de tipo clorita-vermiculita, illita-montmorillonita, etc.

VI. — COMPLEJO DE ALTERACIÓN: OXIHIDRÓXIDOS

Los oxihidróxidos (de hierro, de aluminio, de manganeso y de sílice principalmente) constituyen, junto con las arcillas, una fracción importante del complejo de alteración. Estos elementos son liberados durante la alteración, en forma soluble o complejada (si interviene la materia orgánica), pero mientras que los cationes básicos conservan, cuando se liberan, la forma soluble (o de cambio), no ocurre lo mismo con los cationes pesados y con la sílice, que evolucionan más o menos rápidamente hacia formas insolubles, amorfas o cristalinas, lo que limita las pérdidas por drenaje; estos compuestos se asocian a los demás componentes del complejo, principalmente a las arcillas.

Existe una segunda fuente de estos mismos cationes (de importancia muy variable según los suelos y el elemento considerado), que resulta del «reciclaje biológico» por la vegetación y que retorna al suelo con la hojarasca (véase cap. 7: *Ciclos biogeoquímicos*).



1. OXIHIDRÓXIDOS DE HIERRO

Resultan esencialmente de la alteración de los minerales ferromagnesianos (biotitas, anfíboles y piroxenos): las formas iónicas, solubles o complejadas, son minoritarias, salvo en los suelos muy ácidos o mal aireados (suelos podsólicos y suelos hidromorfos); en los medios bien aireados y biológicamente activos (suelos pardos con mull) el hierro adquiere rápidamente la forma de un oxihidróxido insoluble. La evolución de las formas amorfas hacia las formas cristalinas depende mucho de la cantidad de materia orgánica presente en el medio, jugando ésta el papel de freno con respecto al proceso de cristalización. A la inversa de lo que ocurre con los iones Al^{3+} , los óxidos férricos

cos permanecen libres y se integran poco en los «estratos» de las arcillas (deben señalarse, sin embargo, algunas excepciones: las montmorillonitas ferríferas de los vertisoles y algunas vermiculitas).

a) Formas iónica, complejada y amorfa

La forma iónica de cambio, Fe^{3+} , prácticamente no existe en medio aireado ya que evoluciona muy rápidamente, formando iones hidroxilados complejos $-\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ no cambiante—o hidratos férricos $-\text{Fe}(\text{OH})_3$ — amorfos.

Por el contrario, en medio reductor, el hierro ferroso, Fe^{2+} , de cambio, existe en cantidad tanto mayor cuanto más bajo es el Eh y más ácido es el pH (véase cap. 3, fig. 16, curva de equilibrio Fe^{2+} - $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$; cuando el Eh es muy bajo y el pH se acerca a la neutralidad, el hierro ferroso se acumula en una forma insoluble, $\text{Fe}(\text{CO}_3)$, o en forma de una sal compleja (vivianita), de color verdusco o azulado (gley).

En los medios aireados, la evolución de los iones férricos hacia las formas insolubles, pasa por etapas diferentes según el medio y el tipo de humus. En presencia de mull, la insolubilización es inmediata: el $\text{Fe}(\text{OH})_3$ se asocia a las arcillas, en forma amorfa o criptocristalina, jugando así con frecuencia el papel de catión de enlace en el interior de los agregados arcilla-hierro-humus (emparedamiento). Si el humus es un moder o un mor, la abundancia de compuestos orgánicos complejantes favorece la formación de complejos móviles, que emigran en profundidad y se insolubilizan en B, por polimerización y biodegradación parcial del anión complejante; el hierro se acumula en el horizonte B (llamado *espódico*) en forma de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ amorfo (*podsolización*).

b) Formas cristalinas

Cuando la materia orgánica es poco abundante, la cristalización de los óxidos de hierro amorfos es clara y rápida, resultando favorecida por las alternancias de humectación y de desecación, y por las temperaturas elevadas del edafoclima; las formas cristalizadas, muy coloreadas, dan a los suelos de climas cálidos su color muy vivo (ocre o rojo).

Existen dos formas cristalinas principales: la *goethita* y la *hematita*.

- **La goethita** ($\alpha\text{FeO} \cdot \text{OH}$), de color ocre, se forma en condiciones de edafoclima poco contrastadas, en los medios sometidos todavía a la influencia de la materia orgánica; la acidez del medio y las temperaturas moderadas, son factores favorables a su formación: la goethita resulta de una *cristalización progresiva*, que se produce a medida que la materia orgánica se biodegrada.

- **La hematita** ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$), de color rojo, cuya formación está favorecida por los climas cálidos, con estaciones contrastadas (periodos secos), resulta de una *cristalización rápida*, que se produce en medios nada o poco ácidos, y en ausencia de materia orgánica complejante (Schwertmann).

OBSERVACIÓN: En ciertos medios existen formas de transición entre el estado amorfo y el estado francamente cristalino: la *lepidocrocita*, de color anaranjado, resulta de la precipitación de iones Fe^{2+} solubles en las zonas de oscilación de las capas freáticas (horizonte G₁ de los gley), y la *ferritidrita*, de color pardo rojizo, puede ser considerada como precursora de la hematita.

2. OXIHIDRÓXIDOS DE ALUMINIO

La evolución en el suelo del ión Al^{3+} , liberado por alteración, presenta dos diferencias fundamentales con la del hierro: 1.º la forma iónica, soluble y de cambio (Al^{3+}), está bastante mejor representada que la forma equivalente del hierro, incluso en medios aireados, a condición de que sean ácidos, y 2.º la fracción integrada en los minerales arcillosos de neoformación es mucho más importante en el caso del aluminio que en el del hierro. Se deduce, por lo tanto, que los óxidos insolubles (alúmina), en general son poco abundantes, excepto en algunos suelos o en algunos horizontes particulares (andosoles, suelos ferralíticos).

a) Formas iónicas, simples e hidroxiladas

El ión Al^{3+} de cambio existe a pH inferior a 5; por encima de 5 es sustituido por los iones hidroxilados complejos, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ y $\text{Al}(\text{OH})_3^+$, cada vez menos cambiables y que son responsables, en gran parte, de las cargas denominadas «variables» (véase cap. 6). Estos iones complejos de aluminio juegan también, como en el caso del hierro, el papel de «cationes de enlace», uniendo las arcillas y los compuestos húmicos; asimismo, pueden intercarse entre los «estratos» de algunas arcillas (vermiculitas) durante el proceso de aluminización y de clorización (véase apartado 7).

b) Oxihidróxidos insolubles

Tanto en estado amorfo como cristalino, sólo son relativamente abundantes en algunos suelos u horizontes. La *forma amorfa* (o al menos parcialmente cristalizada), llamada *alofano*, gel mixto aluminosilícico, es característica de los andosoles y resulta de la alteración de vidrios volcánicos; los alofanos de los horizontes B llamados «espódicos» (podsoles), provienen en cambio de la insolubilización y de la evolución de los complejos móviles de aluminio arrastrados desde la superficie; en ambos casos, la abundancia de materia orgánica frena la cristalización de la alúmina.

La *forma cristalina* (gibbsita) predomina en los suelos ferralíticos (sobre todo en las ferralitas: véase cap. 13), evolucionando en medios muy drenados y pobres en materia orgánica: el arrastre de la sílice adquiere tal importancia que toda la alúmina presente no puede ser transformada en caolinita por neoformación, quedando una parte libre, que cristaliza.

3. SÍLICE

La sílice existe en los materiales de origen, ya sea en forma libre (cristalizada: cuarzo, y, mucho más raramente, amorfa: ópalo), ya sea en forma combinada (silicatos). La alteración libera ácido monosilícico (SiO_2H_4) soluble que adquiere, más o menos rápidamente, la forma amorfa o cristalina; por otra parte, la sílice, a diferencia de lo que ocurre con el aluminio y sobre todo con el hierro, es reciclada en gran cantidad por la vegetación a pesar de que no es indispensable para la vida de las plantas, y se acumula en la hojarasca en forma de «fitolitos» (bioópalo):



Los aportes anuales de bioópalo por la hojarasca oscilan entre 10 Kg/Ha, año (bosque de resinosas) y 50 Kg/Ha, año (bosque de frondosas). El bioópalo de los mull de frondosas se solubiliza muy rápidamente y luego es reciclado por la vegetación, a la inversa de lo que ocurre con el de los mull de resinosas que es poco soluble y se acumula en el A_0A_1 , y en el B_0 de los suelos podzólicos después de emigrar.

En los medios suficientemente confinados, la sílice soluble es absorbida por la alúmina insoluble (o poco soluble, a $pH > 5$) y forma un gel mixto aluminosilícico, tanto más rico en sílice cuanto más elevado es el pH: este gel mixto evoluciona hacia los *alofanos*, cuando una gran cantidad de materia orgánica frena la cristalización, o hacia *arcillas de neoformación*, en el caso contrario (monosialitización o bisialitización, según el pH).

Las pérdidas de sílice por drenaje son mucho más importantes en los suelos de clima cálido y húmedo (suelos ferralíticos) que en los de clima templado (suelos empardecidos), debido a que, en estos últimos se produce su reciclaje por la vegetación; la neoformación de arcillas, por el contrario, a la inversa de lo que se observa en clima cálido, son muy limitadas en medios templados.

4. MANGANESO

Presente en pequeñas cantidades en los minerales ferromagnesianos y en algunas esmectitas, el manganeso se libera por alteración en la forma Mn^{2+} . De cambio, evolucionando por oxidación y concentrándose, en algunos suelos, en el interior de concreciones ferromangánicas (forma insoluble MnO_2).

Constituye un oligoelemento indispensable para la vida de las plantas, y, absorbido por éstas en forma de Mn^{2+} , retorna al suelo por la hojarasca en forma complejada por la materia orgánica. Por biodegradación del anión complejante, adquiere de nuevo la forma Mn^{2+} y evoluciona, en los mull, por oxidación, hacia la forma insoluble Mn^{3+} , llamada fácilmente reducible y, por lo tanto, asimilable, que puede ejercer una acción tóxica si se sobrepasa un cierto umbral; en los mull o en los mor, permanece en estado de Mn^{2+} , siendo entonces eliminado rápidamente por drenaje. En conclusión, el manganeso asimilable es siempre mucho menos abundante en los mull (y en los mor) que en los mull (véase cap. 7).

TITANIO (TiO_2 : rutilo): Generalmente en estado cristalino, el titanio se acumula en los suelos ferralíticos, por acumulación relativa, debido a su gran estabilidad química, alcanzando valores del 1 al 2 % y, a veces, incluso del 10 % en algunas ferralitis.

En adelante: Material de lectura complementaria

VII. — PROCESOS BIOCLIMÁTICOS DE LA ALTERACIÓN

Aunque la composición del material de partida ejerce una acción indiscutible sobre la naturaleza y la composición del complejo de alteración, no es, sin embargo, el único factor en juego. Los factores bioclimáticos (clima general y vegetación ligada a este clima) y el factor tiempo (duración de la evolución) juegan un papel considerable en este campo: así, un mismo granito no se altera de igual forma en las zonas boreal, templada o tropical, y no se obtiene el mismo complejo de alteración si se trata de un suelo

«joven», por ejemplo, con algunos miles de años de edad, o de un suelo muy viejo cuya edad es de varios cientos de miles de años (véase 3.ª parte, cap. 8).

Estos dos factores (bioclimatología y tiempo) permiten caracterizar las *zonas* de alteración a escala mundial (véase 3.ª parte, cap. 8). No obstante, las condiciones llamadas *estacionales* (naturaleza del humus, pH, condiciones de drenaje), aunque más localmente, también intervienen para modificar la orientación general de la alteración.

Para estudiar y comparar estos procesos bioclimáticos, ligados al factor tiempo, tomaremos como ejemplo la alteración de un granito de composición media, en la cual predomina el proceso de **hidrólisis**: *el agua* es, por lo tanto, el agente vector de los elementos activos; además, éstos sólo pueden actuar eficazmente cuando la *temperatura* sobrepasa un determinado umbral: de esto se deduce que la llamada alteración química sólo puede actuar en los climas suficientemente húmedos y cálidos. Cuando el clima es muy seco (desiertos) o muy frío (clima ártico) la alteración química es sustituida por una simple **disgregación física** de la roca, sin modificación de los minerales primarios; en los desiertos intervienen sobre todo las fuertes variaciones de temperatura, mientras que, en climas fríos, las alternancias de humectación y de desecación, y la acción del hielo del agua de imbibición de las rocas, son los agentes de la disgregación.

En cuanto a los procesos de **alteración química**, característicos de los demás climas, presentan dos aspectos fundamentalmente diferentes. *La alteración bioquímica* está íntimamente ligada a la acción de la materia orgánica; esta alteración parte de los horizontes humíferos y avanza hacia abajo, afectando sobre todo a los suelos jóvenes y, por lo tanto, poco profundos; generalmente es incompleta y progresiva, siendo los procesos de transformación (eventualmente solubilización) los más importantes; los oxhidróxidos liberados sólo cristalizan parcialmente; este es el tipo de alteración que predomina en clima templado. En *la alteración geoquímica*, por el contrario, no interviene la materia orgánica: afecta a los horizontes minerales profundos de los suelos más antiguos, alterados en un gran espesor; es característica de los climas cálidos particularmente, que favorecen una evolución rápida de la materia orgánica, limitada a la superficie del suelo; las aguas profundas, neutras, con frecuencia a temperatura elevada, provocan una *hidrólisis total* de los minerales primarios, seguida de una neoformación más o menos importante de arcilla y de una fuerte cristalización de los oxhidróxidos liberados.

Estos dos procesos fundamentales presentan modalidades y variantes en función de las condiciones locales de la estación.

1. ALTERACIÓN BIOQUÍMICA

Sus modalidades están ligadas al tipo de humus, al pH y a la actividad biológica. Se distinguen: la hidrólisis neutra (o neutrolisis), la acidólisis y la complexólisis (o ácidocomplexólisis).

a) Hidrólisis neutra

Caracteriza los medios con complejo absorbente saturado, en particular los medios calizos (mull eutrófico o mull carbonatado: véase cap. 2). La alteración, siempre muy moderada, es, predominantemente, de tipo *herencia*. No obstante, las illitas pueden sufrir una eliminación parcial de los iones K^+ interfoliares y transformarse en vermiculitas, las cuales pueden también evolucionar a *montmorillonitas* por un proceso de

«agradación», es decir, integración de sílice soluble en las lagunas de las capas tetraédricas. La mayor parte de las montmorillonitas son, en realidad, heredadas del material, ya que el medio es favorable a su conservación.

b) Acidolisis

Caracteriza los mull ácidos (o mesotróficos). Los compuestos solubles complejantes son biodegradados desde la superficie y, por lo tanto, únicamente algunos compuestos solubles no complejantes llegan al horizonte (B), en particular los ácidos inorgánicos (aniones, SO_4^{2-} y NO_3^-) procedentes de la mineralización de la materia orgánica. En estas condiciones, se observa una transformación más o menos importante de los minerales micáceos (illitas), que se traduce no sólo en una pérdida de K y de una apertura de los «estratos», sino también en una *aluminización* más o menos intensa de las arcillas, según la acidez del medio. Parte de los iones Al se pierde en forma de sales solubles y parte adquiere la forma de cambio o de iones complejos interfoliares (vermiculitas aluminicas).

c) Complexolisis

Este es el tipo de alteración de los medios muy ácidos con débil actividad biológica, en los que el humus es un *moder* o un *mor* (véase cap. 2). En este caso, los agentes orgánicos complejantes, ya sea ácidos alifáticos sencillos (ácidos cítricos y oxálico) ya sea «precursores» solubles de los ácidos fúlvicos, no son biodegradados y alcanzan los horizontes minerales; *dichos agentes refuerzan la acción de los iones H^+ , solubilizando, por complejación, los iones Al y Fe integrados en los «estratos» cristalinos*, lo que les hace muy agresivos, no sólo con respecto a los minerales primarios, sino también a las arcillas: unos y otras sufren una progresiva *degradación* de su estructura inicial, que resulta así destruida, liberándose sus constituyentes, en particular SiO_2 y Al_2O_3 . No obstante, la presencia de materia orgánica complejante impide la neoformación de arcillas, por lo cual los constituyentes son, en parte eliminados en forma soluble y, en parte, insolubilizados en estado amorfo (proceso de *solubilización y amorfización*, característico de la podsolización: véase fig. 1).

PROCESOS SECUNDARIOS: Existen dos procesos secundarios que pueden llegar a ser importantes en determinados medios:

— **cloritización:** formación de cloritas aluminicas, por reunión de los islotes interfoliares de alúmina en una capa «gibbsitoide» continua; se produce únicamente en los medios muy ácidos y confinados.

— **andosolización:** alteración muy particular de las rocas con estructura vítrea o microlítica; esta alteración, muy rápida, libera la alúmina en forma de geles amorfos o sólo parcialmente cristalizados (alofanos, inogolitas) que inmovilizan los compuestos orgánicos solubles, dando complejos humus-alúmina muy estables (véase cap. 2); las neoformaciones de arcilla cristalina están inhibidas.

2. ALTERACIÓN GEOQUÍMICA

Se trata de una **hidrólisis total**, que se produce en *medios neutros, desprovistos de materia orgánica soluble*. Los constituyentes de los minerales son liberados, sea cual fuere su naturaleza: los más solubles, en estos medios, son la sílice y las bases que son eliminadas, más o menos completamente, por drenaje, mientras que, por el contrario,

los oxihidróxidos de aluminio y de hierro se insolubilizan y se acumulan por «acumulación relativa». Cuando la eliminación de la sílice no es total, se produce la neoformación de arcilla, por recombinación de sílice y de alúmina (y a veces también de hierro), formándose primero geles amorfos que evolucionan rápidamente hacia el estado microcristalino. Los óxidos que quedan libres adquieren también la forma cristalina: *goethita* o *hematita* en el caso del hierro y *gibbsita* en el del aluminio.

En definitiva, la composición del complejo de alteración depende de la cantidad de sílice que no se pierde por drenaje y que participa en la neoformación de arcilla; dos factores se ponen en juego en este proceso: 1.º las condiciones de drenaje y el pH del medio, y 2.º el factor tiempo, ya que la pérdida de sílice es progresiva y puede continuar durante varios cientos de miles de años. La neoformación, en estas condiciones, da lugar a arcillas más o menos ricas en sílice: la **bisialitización** designa la neoformación de arcillas 2/1 (esmectitas, montmorillonitas), la **monosialitización** la de arcillas 1/1 (caolinita o haloisita) y la **alitización** se refiere a la cristalización de alúmina sola (gibbsita), cuando la sílice es eliminada totalmente (Pedro).

— Influencia del drenaje local y del pH:

Drenaje	pH	Proceso	Arcilla neoformada
Medio confinado	≥ 7	Bisialitización	Esmectita-Montmorillonita
Medio semi-confinado	ácido	Monosialitización	Caolinita
Medio filtrante	ácido	Alitización	Gibbsita

— **Influencia del factor tiempo:** para un material de partida suficientemente rico en minerales alterables y en un medio bien drenado, los tres procesos, bisialitización, monosialitización y alitización con frecuencia se suceden en el tiempo, siempre que el clima sea suficientemente cálido y húmedo; la pérdida de sílice, de una forma muy progresiva, caracteriza por lo tanto, una *fase lenta* de la alteración en clima cálido. Sin embargo, la monosialitización generalmente representa un equilibrio estable sobre materiales ácidos, mientras que la alitización sólo se produce sobre rocas «básicas», inicialmente pobres en sílice.

bisialitización → monosialitización (→ alitización)

Por consiguiente, los suelos de clima cálido más jóvenes están caracterizados por arcillas 2/1 (esmectitas) y los más viejos por arcillas 1/1 y, eventualmente, por gibbsita (véase cap. 8, fig. 45).

VIII. — ECOLOGÍA DE LA ALTERACIÓN

Igual que ocurrirá en el caso de la humificación, se pueden enfrentar dos grandes grupos de factores ecológicos, que afectan a la edafogénesis a escalas diferentes: 1.º los factores bioclimáticos generales que caracterizan las grandes zonas climáticas del globo, y 2.º los factores locales, llamados estacionales (material, drenaje, etc.) que, por el contrario, varían en cortas distancias. Sin embargo, por lo que respecta a la alteración, el **factor tiempo** juega un papel esencial. En efecto, se puede observar que, en la mayoría de los materiales de origen (salvo excepciones que serán revisadas), la formación de arcilla 2/1 caracteriza los suelos más recientes (de menos de 10.000 años).

tanto si se trata de arcillas de transformación (clima templado) como si son arcillas de neoformación (clima tropical); por el contrario, en los suelos más antiguos, y también los que tienen un mayor espesor, que datan de decenas de miles de años, actúa la fase lenta de la alteración geoquímica, desembocando en una monosialitización o incluso en una alitización.

En las regiones templadas, los suelos recientes (postglaciares en el hemisferio Norte, y, por lo tanto, con menos de 10.000 años) son, con mucha diferencia, los más numerosos, siendo entonces la alteración predominante una alteración bioquímica, que conduce a la formación de arcillas 2/1, por transformación (empareamiento); por el contrario, la mayoría de los suelos de clima tropical o subtropical húmedo son suelos antiguos (que datan de varias decenas de miles de años; véase cap. 8) y, por lo tanto, es la alteración geoquímica, monosialitización (o alitización), la que predomina.

No obstante, los suelos templados, formados sobre materiales antiguos (y que escaparon a la «denudación» glacial) también existen, aunque son más raros; estos suelos, generalmente sufrieron, por influencia de un clima más cálido que el clima actual (interglacial o anteglacial), una alteración geoquímica antigua que condujo a una monosialitización o alitización parcial: los suelos de este tipo generalmente son considerados como paleosuelos, que sirven de soporte a una edafogénesis reciente, resultando de una simple «herencia» la caolinita (o la gibbsita) que contienen (fig. 8; véase cap. 8).

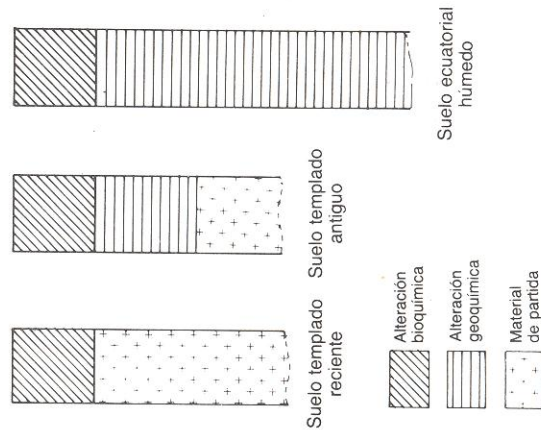


Fig. 8 — Comparación entre la alteración en clima templado y la alteración en clima ecuatorial húmedo.

1. FACTORES BIOCLIMÁTICOS GENERALES

Existe una forma de alteración predominante, característica de cada gran zona climática, debiendo atribuirse las variaciones locales a los factores estacionales.

— La alteración bioquímica caracteriza los climas fríos y los climas templados, y está ligada, por lo tanto, al tipo de humus predominante: *mor* (o *moder*) en la zona boreal, en cuyo caso la complexolisis, que conduce a la solubilización o amorfización parcial o total de los minerales, es el proceso generalizado, y *mull* en la zona templada, siendo entonces la formación de arcillas 2/1 por acidólisis y la transformación los procesos predominantes.

— En las zonas de clima cálido, subtropical, tropical y ecuatorial, por el contrario, es la alteración geoquímica la que tiende a predominar; la neoformación de arcillas (si la cantidad de sílice presente es suficiente) y la fuerte cristalización de los óxidos liberados, caracterizan estas tres zonas. La fase lenta (monosialitización y alitización) está relativamente acelerada en los climas más cálidos y más húmedos (ecuatoriales).

Por consiguiente, el «complejo de alteración medio» de estas tres zonas se ordena de la forma siguiente (cap. 8, fig. 45):

- + zona mediterránea (fersialitización): arcillas 2/1 dominantes
- + zona tropical (ferruginación): equilibrio entre arcillas 2/1 y arcillas 1/1
- + zona ecuatorial (ferralitización): arcillas 1/1 y gibbsita.

2. FACTORES ESTACIONALES

Se trata de factores que actúan localmente y que son susceptibles de variar en distancias cortas. La humificación juega un papel fundamental en clima templado; en clima cálido, el material, la topografía y las condiciones de drenaje actúan intensamente. Por último, las capas de agua ácida aceleran y modifican la alteración en cualquier clima.

a) La humificación en clima templado

La alteración por acidólisis y transformación moderada sólo es posible en presencia de un mull ácido (o mesotrófico), tipo de humus predominante en las formaciones naturales. La hidrólisis neutra caracteriza los suelos con humus carbonatado o eutrófico; los *mor* (o los *moder*) favorecen la complexolisis, que conduce, según el material, a una solubilización de los minerales silicatos más o menos intensa: con frecuencia total en las arenas cuarzosas (podsoles) y progresiva en los materiales limosos. Existen todas las fases intermedias entre la transformación simple y la solubilización total, seguida de amorfización.

b) Composición del material y condiciones de drenaje

La alteración en climas húmedos y cálidos es más rápida y más intensa sobre rocas «básicas» que sobre rocas «ácidas». Mientras que la monosialitización o alitización son la regla general en la cima de las pendientes bien drenadas, la bisialitización predomina en medios confinados, en las depresiones: la neoformación da lugar a montmorillonitas, a menudo ferríferas, ya que los óxidos de hierro liberados son integrados más o menos completamente en las capas octaédricas (Paquet: *Verisoles*, véase cap. 13, fig. 63).

Sobre roca ácida, el contraste entre la cima y la base es menos acusado: simplemente la cantidad de caolinita neoformada es más importante en la base; por otra parte, el hierro liberado cristaliza por separado (proceso de *formación de corazas*, véase fig. 64).

c) Presencia de capas freáticas ácidas

Las capas de agua, cuando son ácidas, aceleran mucho la alteración y favorecen una fuerte reducción de los óxidos de hierro y, con frecuencia, una solubilización parcial de las arcillas (hidromorfia). En clima templado (o frío), la formación de compuestos orgánicos solubles agresivos (hidromor o hidromoder) activa este proceso y provoca lo que los autores rusos llamaron «pseudopodsolización». En clima cálido, la acidificación es más bien de origen mineral, resultante de la liberación de iones H^+ por la reoxidación de los iones Fe^{2+} , liberados previamente por reducción (*ferrolisis*: formación de los horizontes álbicos de algunos planosoles).

La tabla III presenta una recapitulación global de los tipos de alteración, por zonas climáticas: sólo dos factores estacionales, considerados particularmente importantes, figuran en esta tabla: afectan a la complexolisis en clima templado y a la bisialitización de los vertisoles en clima tropical. Por otra parte, se observa que la neoformación de arcillas, característica de los climas cálidos, únicamente es exclusiva en los climas más cálidos y más húmedos; en los climas de transición (mediterráneos) coexiste con procesos de herencia y de transformación. Si se avanza desde el Mediterráneo hacia el Ecuador, la bisialitización es sustituida poco a poco por la monosialitización e incluso por la alitización.



2

FRACCIÓN ORGÁNICA

I. — DEFINICIONES Y GENERALIDADES

Se puede intentar establecer un paralelismo entre la evolución de la materia orgánica y la de la materia mineral, ya que la materia orgánica fresca (M.O.F.) genera el humus, en cierta medida de la misma forma que los minerales primarios dan lugar a la arcilla. La materia orgánica fresca constituye pues la materia prima del humus: está formada por restos vegetales y animales de toda naturaleza, que se superponen al suelo mineral (*hojarascas forestales*) o se incorporan a él (medios cultivados). Las moléculas complejas de la materia orgánica fresca sufren primero una *descomposición* microbiana, es decir, una simplificación, que libera compuestos simples, en general solubles. Parte de ellos sufren el proceso de *mineralización*, es decir, se transforman en compuestos inorgánicos solubles o gaseosos, por ejemplo CO_2 (*mineralización primaria*, bastante rápida en los medios biológicamente activos), aunque, sin embargo, algunos de estos compuestos pueden ser *reorganizados* durante la humificación. Otra parte se escapa a la mineralización y sirve de material para la construcción de moléculas nuevas, cada vez más complejas, de naturaleza coloidal y de color oscuro, cuyo conjunto constituye el *humus* en sentido estricto: se trata de la **humificación**. Estos «compuestos húmicos» contraen enlaces más o menos fuertes con los compuestos minerales (arcillas y óxidos), y luego se mineralizan a su vez, pero más lentamente que la materia orgánica fresca (*mineralización secundaria*) (fig. 9).

La cantidad global de materia orgánica del suelo puede ser evaluada, de una manera aproximada, valorando el carbono orgánico: $M.O. = C \times 2$ en los suelos con vegetación permanente (bosque), y $M.O. = C \times 1,72$, en los suelos cultivados.

La velocidad de mineralización del carbono generalmente se evalúa, en el laboratorio, por incubación de una muestra de suelo humífero, en condiciones óptimas de temperatura y de humedad, durante un tiempo determinado (6 semanas en general). Se obtiene así un porcentaje medio estimativo de la mineralización anual, tal como tiene lugar en condiciones naturales, si se trata de un horizonte en el que predomina la materia orgánica humificada (por ejemplo, un horizonte mixto A_1 o A_n , organomineral, si tuado bajo la hojarasca) se observa que, incluso en un medio biológicamente activo, el

Tabla III: ALTERACIONES CLIMÁTICAS

CLIMA	SUELO	TIPO DE ALTERACIÓN	FORMACIÓN DE ARCILLA	
			Transformaciones	Neoformación
BOREAL	Podsol	Complexolisis	Degradación Solubilización	Nula
	Podsol (mor)	Complexolisis	Degradación Solubilización	Nula
TEMPERADO	Pardo (mull)	Acidólisis	Transformación (degradación moderada)	Débil
	Ferralsilítico	Hidrólisis neutra	Herencia, transformación moderada	Media (bisialitización)
MEDITERRÁNEO	Medio drenado: Ferruginoso tropical	Hidrólisis total	(Herencia y transformación limitadas)	Bastante fuerte (monosialitización)
	Medio confinado: vertico	Hidrólisis total	(Herencia y transformación limitadas)	Fuerte: (bisialitización)
ECUATORIAL	Ferralsilítico	Hidrólisis total	(Herencia y transformación nulas)	Fuerte: (monosialitización alitización)