

Meteorización química

Chemical weathering

MARÍA JESÚS MEDIAVILLA PÉREZ

Departamento de Química de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Edificio de Ciencias Básicas, Campus de Tafira, 35017. Las Palmas de Gran Canaria, España. E-mail: mmediavilla@dqui.ulpgc.es

Resumen La meteorización se produce porque las rocas se exponen a condiciones físicoquímicas diferentes a las condiciones en las que se formaron. Muchos minerales primarios contenidos en esas rocas son inestables en las condiciones de la superficie y, por consiguiente, son susceptibles de sufrir transformación química. La meteorización origina la fracción mineral de los suelos, haciendo posible la vida sobre la superficie de la Tierra. Este trabajo se centra en el papel del agua, el aire y la vegetación sobre las reacciones de meteorización química. Las más importantes son las reacciones de hidrólisis y de oxidación-reducción. Para finalizar, como recurso didáctico, proponemos algunas ideas para el laboratorio.

Palabras clave: Reacciones de meteorización, formación del suelo, hidrólisis e hidratación, reacciones redox en los suelos.

Abstract *Weathering occurs because rocks are exposed to physicochemical conditions different from those under which they were formed. Most primary minerals contained in these rocks are unstable at surface conditions and are therefore prone to chemical transformation. Weathering generates the mineral fraction of soils, making life possible on the Earth's surface. This paper focuses on the role of water, air and vegetation in weathering reactions. The most important are hydrolysis and oxidation-reduction reactions. Finally, as a didactic resource, we suggest some ideas for laboratory.*

Keywords: *Weathering reactions, soil formation, hydrolysis and hydration, redox reactions in soils.*

INTRODUCCIÓN

Todos podemos observar la fragmentación y el transporte de las rocas causada por los agentes externos: el oleaje que impacta contra los acantilados provocando derrumbes, las crecidas de los ríos que arrastran todo lo que encuentran a su paso, etc. Sin embargo, pocos reparan en el “ayudante invisible” de la evolución del paisaje: la reacción química, que carcome la roca lentamente, transformándola en materiales porosos y ligeros, más fáciles de transportar.

El estudio de la meteorización química nos da la oportunidad de introducir a los alumnos en dos temas importantes. Por un lado, la formación del suelo, que es la base de la vida continental. Por otro, la idea de la profunda y continua evolución superficial del planeta, con rocas que cambian no sólo en su aspecto externo sino también en su composición química.

INTEMPERISMO

Cuando una roca formada en profundidad alcanza la superficie sus minerales se inestabilizan;

esto se debe a que los minerales (como cualquier otro compuesto químico) sólo son estables en unas condiciones definidas de presión, temperatura y fluidos, y empiezan a descomponerse a medida que se modifica su medio ambiente. Por ello, las transformaciones químicas más intensas provocadas por efecto de la intemperie ocurren sobre rocas ígneas y metamórficas, cuyos minerales se originan a presiones y temperaturas mucho más elevadas que las de la superficie.

Estos cambios son responsables de la formación del suelo. Por un lado, la reacción destruye la red cristalina de los minerales lo cual favorece la disgregación de la roca, y, por otro, se generan minerales secundarios “formadores de suelo”, tales como filosilicatos (tipo caolinitas, serpentinas y cloritas), arcillas fibrosas (como la sepiolita y la paligorskita) y óxidos e hidróxidos (de hierro, aluminio, etc.) (Juárez, 2006).

Las reacciones que ocurren en superficie son iniciadas por el aire y el agua, ya que los componentes minerales tienden a oxidarse y disolverse. La interacción no sólo genera nuevos minerales, sino que también disuelve una fracción de la materia in-

orgánica, originando lo que se llama disolución del suelo: un fluido esencial para la biosfera, que transporta los nutrientes hacia las raíces de las plantas en sus formas solubles y asimilables.

Los minerales y la disolución del suelo, son sólo dos de las piezas del sistema; el suelo es una mezcla mucho más compleja, que contiene también gases y materia orgánica en descomposición, todo ello removido, aireado y utilizado por un sinnúmero de organismos de todos los tamaños. Un suelo “medio” posee un 45% de materia mineral, un 5% de materia orgánica, un 25% de agua y otro 25% de gases, entre los que incluimos el aire que penetra a través del suelo y los gases generados por la respiración de las raíces de las plantas y por la descomposición de los organismos. En la práctica, estos porcentajes varían en función de las lluvias y la vegetación (Plaster, 2000).

La materia mineral del suelo, que es a lo que dedicamos este trabajo, está formada por fragmentos heredados de la roca madre (que aún no se han transformado) y por minerales secundarios que surgen del cambio composicional o la reestructuración cristalina de los componentes de una roca preexistente. Todo ello puede provenir de la roca que sustenta el suelo o haber sido transportado desde zonas distantes.

El resultado de la meteorización o, lo que es lo mismo, la naturaleza del suelo, depende de la roca madre, pero también de las características del medio, entre las cuales hay que destacar, en primer lugar, la edad del terreno y el ambiente local producido por el clima y la orografía, que definen la cantidad de lluvia y energía solar recibida, la velocidad de enterramiento, erosión y meteorización física y la proliferación de organismos y raíces en el suelo. En segundo lugar, el progreso de la alteración también está condicionado por características propias del suelo, como son: la permeabilidad del terreno y el pH y el potencial redox del suelo y de la disolución del suelo (Holland, Turekian, 2011 y Dorronsoro, 2014).

ESTABILIDAD DE LOS MINERALES

La estabilidad a la intemperie depende de la **temperatura de formación del mineral**, de modo que cuanto mayor sea esa temperatura más inestable será en superficie. Así, entre los silicatos, los que cristalizan a mayor temperatura, son los más inestables en superficie y por tanto los que más rápidamente se transforman.

Según la Serie de Bowen, la secuencia de cristalización de los minerales al disminuir la temperatura es: olivino > piroxenos > biotita > feldespato potásico > moscovita > cuarzo. En consecuencia, los olivinos se degradan muy fácilmente, mientras que el cuarzo (Fig. 1) es mucho más estable a la intemperie. En relación a los feldespatos, la estabilidad de las plagioclasas aumenta con el contenido en sodio, de modo que las plagioclasas cálcicas son tan inestables como algunos piroxenos, mientras que las sódicas tienen una estabilidad similar a la del feldespato potásico (Schlenger, 2000).



Fig.1. El cuarzo es muy estable frente a la intemperie.

La estabilidad también es función de la **red cristalina**. Para un mismo tipo de red cristalina, la estabilidad a la intemperie es función del porcentaje de carácter iónico y de la fuerza del enlace; así, los minerales claramente iónicos, como el yeso o la halita, se disuelven en agua, con mayor o menor facilidad en función de la energía reticular de la red. Pero si el mineral es totalmente covalente, como en el caso del cuarzo, o si hay un enlace muy fuerte entre el metal y el no metal, como ocurre en el corindón, el agua no tiene poder para “disolver” el mineral (Mediavilla, 2012). Las unidades que se repiten dentro del cristal también tienen una considerable influencia sobre la estabilidad del mineral. Por ejemplo, la estructura de los olivinos está formada por una agrupación de tetraedros de silicato independientes en donde las cargas negativas se compensan con magnesio y/o hierro ferroso, y éstos se destruyen más rápidamente que los piroxenos o los anfíboles, constituidos por cadenas simples o dobles de tetraedros de silicato unidos entre sí por enlace covalente (Klein, Hurlbut, 1998).

La estabilidad también depende del **tamaño de grano/cristal**: cuanto más pequeña es la partícula, mayor es la superficie de ataque en relación al volumen y mayor la velocidad de la agresión.

Por último, otro de los factores a considerar es el **contenido en metales reducidos**, que se oxidan al aire con relativa rapidez; eso provoca una descompensación iónica en la red cristalina, que se resuelve aceptando nuevos iones que neutralicen la carga o eliminando iones de la red. En ambos casos, la reestructuración iónica induce la destrucción del mineral.

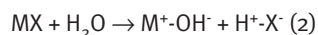
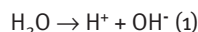
REACCIONES CON EL AGUA

El agua va a participar en las reacciones de oxidación que comentaremos más adelante, pero por sí sola también produce dos tipos de reacción: la hidratación y la hidrólisis (Mediavilla, 2006).

La **hidratación** consiste en la introducción de moléculas de agua en la estructura del mineral, lo

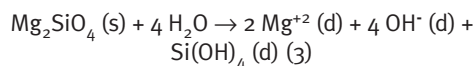
cual provoca la expansión del cristal. Entre los minerales que se hidratan con facilidad se encuentran los óxidos metálicos y los minerales arcillosos, que son componentes habituales de los suelos.

La **hidrólisis** se produce cuando la molécula de agua escindida en sus iones (reacción 1) interacciona con otra especie química, lo cual provoca un intercambio iónico entre los iones del agua y los de la otra especie. En el caso de los minerales (reacción 2) los iones del agua se intercambian con los del mineral, con la consiguiente destrucción de su estructura cristalina (Fyfe W.S., 1981).

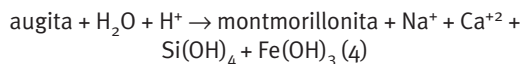


La hidrólisis afecta fundamentalmente a los minerales de silicio, que constituyen más del 95% de la corteza terrestre. De todos ellos, el más resistente a la hidrólisis es el cuarzo (SiO_2), el resto está en forma de silicatos metálicos, que se hidrolizan en mayor o menor medida dependiendo de la fortaleza del enlace. Durante la hidrólisis de los silicatos se rompe el enlace entre el metal y el grupo silicato (Klein y Hurlbut, 1998), pudiendo ocurrir dos cosas:

a) Si el silicato no tiene aluminio, se forman cationes metálicos y ácido silícico [$\text{Si}(\text{OH})_4$], que son solubles y pasan a la disolución del suelo. Esto es lo que ocurre, por ejemplo, durante la hidrólisis del olivino de magnesio (forsterita), reacción 3. Como veremos más adelante, los olivinos con hierro, así como el resto de los silicatos que contienen hierro en estado reducido, sufrirán la oxidación del hierro antes de que se produzca la hidrólisis.

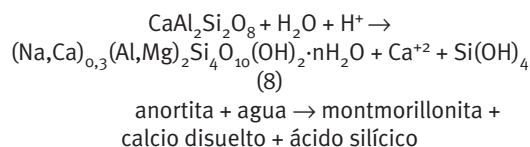
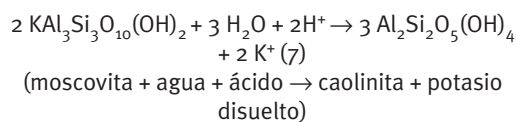
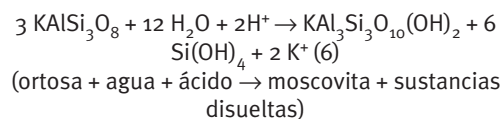
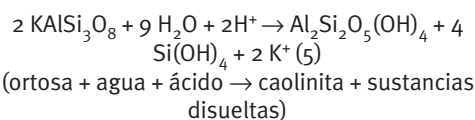


b) En la hidrólisis de aluminosilicatos y silicatos ricos en aluminio se generan los mismos materiales solubles, pero el aluminio forma aluminosilicatos hidratados muy poco solubles, que quedan como mineral secundario (arcillas) en el suelo. Por ejemplo, en el caso de la augita, un piroxeno cuya composición media es: $[(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})(\text{SiAl})_2\text{O}_6]$, la hidrólisis (reacción 4) conduce al mineral arcilloso montmorillonita: $(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

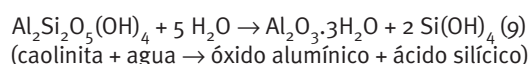


Los aluminosilicatos son los minerales más abundantes en superficie. Entre ellos encontramos los feldespatos, que constituyen alrededor del 60% de la corteza terrestre, y las micas, que representan el 4% de la corteza. Y todos ellos se hidrolizan originando minerales arcillosos, lo cual da una idea del alcance de esta reacción y de la ingente cantidad de arcillas que se generan sobre la superficie de la Tierra.

En la reacción 5 se muestra el resultado de la hidrólisis del feldespato potásico (ortosa); esta transformación también puede ocurrir en varios pasos (reacciones 6 y 7). En la reacción 8 se muestra la hidrólisis de la plagioclasa cálcica (anortita).



Las arcillas son muy estables a la intemperie y, por lo general, se acumulan y acaban siendo los componentes minerales mayoritarios de los suelos. Pero en climas tropicales muy húmedos, la cantidad de agua es suficiente para que la hidrólisis continúe a partir de las arcillas (reacción 9) generando hidróxidos de aluminio insolubles, que permanecen en el suelo, y sílice soluble. Allí, las lluvias son tan abundantes que arrastran los iones y la sílice hacia niveles muy profundos, haciendo que se pierdan del sistema; a veces, se llegan a formar costras y capas de sílice amorfa, insolubles e impermeables, en niveles muy profundos. La intensidad de la hidrólisis y la lixiviación que sufren estos suelos conduce a un suelo residual, muy pobre en nutrientes minerales, formado casi exclusivamente por óxidos e hidróxidos de aluminio insolubles (bauxita). En el caso de suelos muy ricos en hierro, la eliminación de sílice deja una costra de óxidos e hidróxidos de hierro que se conoce como laterita (Bloom, 1982).

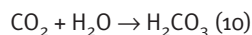


Estos suelos residuales son mucho más compactos que los arcillosos, lo cual frena el intercambio de fluidos con el exterior. Si a ello le sumamos su escasez de nutrientes minerales y la erosión provocada por las lluvias, que elimina la materia orgánica, el ecosistema puede llegar a un punto de no retorno, con un sustrato tan empobrecido que es incapaz de mantener la vegetación.

REACCIONES CON EL DIÓXIDO DE CARBONO

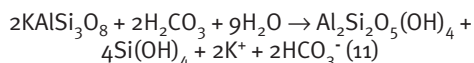
El dióxido de carbono atmosférico se disuelve en el agua de lluvia, donde parte de él (un escaso 1 por ciento) se encuentra como ácido carbónico (reacción 10), lo cual hace que la lluvia sea ligeramente ácida ($\text{pH} = 5,7$ en ausencia de contaminantes). Esta acidez aumenta a medida que el agua se desplaza por terrenos con vegetación abundante, cuyos suelos están saturados en dióxido de carbono, generado

por la respiración de las raíces y la descomposición de los residuos orgánicos. Parece que las raíces de las plantas son las que mayor acidez pueden aportar al terreno, estimándose que la cantidad de dióxido de carbono que producen es 8000 veces mayor que la suministrada por la lluvia. Es probable que la descomposición aerobia de materia orgánica genere una cantidad de gas similar a la producida por las raíces pero, dado que la descomposición aerobia se produce en superficie, la mayor parte de ese dióxido de carbono se libera directamente a la atmósfera (Schlesinger, 2000).



Como vemos en las reacciones 5 a 8, la hidrólisis de los silicatos se ve favorecida en medio ácido (H^+), de ahí que podamos afirmar que la biosfera acelera la meteorización al aportar el ácido necesario para la hidrólisis. Además, las raíces de las plantas, los líquenes (Fig. 2) y algunos microorganismos del suelo producen ácidos orgánicos tales como el acético o el cítrico, que también aceleran la hidrólisis mineral (Welch, Ullman, 1993).

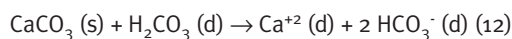
Cuando el ácido carbónico interviene en la hidrólisis de los silicatos, el resultado es el mismo que especificamos en las reacciones 3 a 9; es decir, se forman las mismas arcillas y los mismos materiales solubles, la única diferencia es que, además, se genera el anión bicarbonato, que es soluble y se incorpora a la disolución acuosa del suelo. Esta similitud se puede apreciar comparando las reacciones 5 y 11, en las que se muestra la degradación del feldespato potásico (ortosa).



(ortosa+ácido carbónico+agua→caolinita+ácido silícico+potasio+bicarbonato)

El agua cargada de ácido carbónico también disuelve los carbonatos, transformándolos en bicarbonato soluble (Anguita, 1993). La reacción 12 provoca la erosión de los macizos de calizas y dolomías, no sólo en superficie sino también en profundidad (proceso kárstico), ya que el agua carbónica penetra por las fisuras, disolviendo las rocas y formando cavidades.

Las rocas carbonatadas se forman en ambiente sedimentario y todas contienen una cantidad variable de "impurezas" típicas de estos ambientes, tales como arcillas y arenas, óxidos/hidróxidos hierro, salinos, etc. Por ello, a medida que los carbonatos se disuelven, las impurezas se liberan y acumulan, originando los suelos típicos de las regiones calizas.



El agua saturada en bicarbonato, procedente de las reacciones 11 y 12, puede precipitar químicamente los carbonatos cuando se encuentra con los cationes adecuados (generalmente calcio o magnesio), siempre y cuando las condiciones físico-químicas favorezcan el desplazamiento del equilibrio 13 hacia la derecha. Esto ocurre cuando la disolución sufre evaporación y/o disminución de la presión; en cuyo



Fig. 2. Los líquenes se instalan sobre las rocas desnudas y los ácidos orgánicos que liberan aceleran la destrucción de la roca.

caso el vapor de agua y/o el dióxido de carbono son evacuados a la atmósfera y el bicarbonato pasa a carbonato.



Un ejemplo de precipitación de carbonatos en los continentes ocurre en los acuíferos, cuando las aguas carbonatadas subterráneas sufren una disminución brusca de presión, bien por acceder a la superficie o a grutas subterráneas. Esta precipitación también ocurre en los suelos, sobre todo en climas áridos en donde el agua se evapora continuamente en superficie; lo cual hace que los fluidos del suelo asciendan por capilaridad y que se produzca la precipitación de sales a medida que progresa la evaporación (Higueras, Oyarzun, 2014).

Cuanto más árido es el terreno más superficiales son los depósitos y más solubles las sales que cristalizan. Así, a medida que disminuye la humedad, el calcio del suelo se une al bicarbonato (reacción 13) depositándose como carbonato de calcio (fig. 3). Posteriormente, en terrenos de aridez creciente (llegando a condiciones desérticas), el calcio puede

Fig.3. Costras de caliche, formado principalmente por carbonato cálcico, en la pared de un barranco en Gran Canaria, España.



asociarse también al sulfato, formando costras de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e incluso pueden cristalizar sales aún más solubles, como la halita (NaCl). El resultado es una salinización que llega a hacer los suelos improductivos (Mediavilla, 2006).

REACCIONES CON EL OXÍGENO

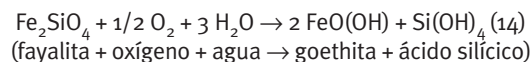
El oxígeno del aire es un excelente oxidante que tiende a reaccionar con los materiales en estado reducido; este es el motivo por el que los minerales que poseen iones oxidables se degradan más fácilmente que los que no los tienen. Por ejemplo, en el caso de las micas, la mayor inestabilidad de la biotita en relación a la moscovita se debe al mayor contenido en hierro ferroso de la primera.

La mayoría de las oxidaciones minerales se producen sobre los metales de transición, debido a que casi todos ellos pueden tener dos o más estados de oxidación posibles y suelen llegar a la superficie en su estado reducido. Invariablemente, la oxidación de los metales da origen a óxidos, que luego reaccionan con el agua para dar óxidos hidratados o hidróxidos, unos y otros insolubles al pH normal de los suelos. Aunque, en general, los cationes bivalentes, como, por ejemplo, los de cinc, son ligeramente más solubles que los trivalentes o tetravalentes, entre estos últimos encontramos los de hierro, aluminio, manganeso o titanio.

En superficie la oxidación más frecuente ocurre sobre minerales con hierro, ya que el elemento constituye alrededor del 6% de la corteza terrestre y suele llegar a ella como hierro ferroso (Fe^{+2}), que se oxida a férrico (Fe^{+3}) en presencia de aire y agua. El hierro férrico se acumula en superficie en forma de óxidos insolubles, como goethita (FeOOH), hematites (Fe_2O_3) o limonita (mezcla de óxidos hidratados de hierro III), que son los compuestos que otorgan las tonalidades rojizas y ocreas a los suelos.

A esta oxidación le sigue en importancia la de manganeso, que constituye el 0,1% de la corteza y entre el 0,1 y el 0,2% de las rocas volcánicas. Llega a la superficie en su forma reducida como Mn (II) y, a veces, como Mn (III), y en contacto con el aire y el agua pasa a Mn (IV), que forma óxidos insolubles, frecuentemente polimetálicos.

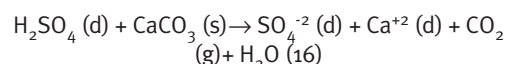
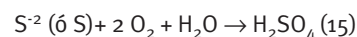
Entre los minerales que se descomponen por oxidación de sus metales encontramos olivinos, piroxenos, anfíboles y micas con hierro y/o manganeso. Así, los olivinos de hierro se alteran con relativa rapidez en contacto con el aire, debido a la oxidación del hierro ferroso a hierro férrico (reacción 14).



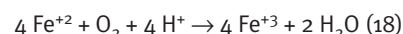
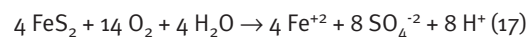
Otro elemento susceptible de oxidación es el azufre, que cuando forma minerales en el interior de la Tierra lo hace en forma reducida, llegando a la superficie mayoritariamente como sulfuro metálico, generalmente de hierro.

La oxidación del azufre y los sulfuros es primordialmente biológica, es decir, en ella participan diversas bacterias y hongos. Entre los microorganismos más ávidos por el azufre destacan las bacterias

Thiobacillus (Plaster, 2000), que oxidan el azufre y los sulfuros a ácido sulfúrico, reacción 15. Los sulfuros también pueden oxidarse con el oxígeno del aire, pero las bacterias trabajan con tal rapidez que son responsables de casi todo el ácido sulfúrico natural producido en los suelos. Como los sulfuros no son excesivamente abundantes, el ácido sulfúrico que se forma se neutraliza con los carbonatos del suelo originando sulfato (reacción 16), que en condiciones de humedad normales tiene poca tendencia a formar compuestos insolubles y se incorpora a la disolución del suelo.



En zonas de sulfuros abundantes, por ejemplo, en yacimientos de piritas (FeS_2), se oxidan tanto el sulfuro como el hierro (17 y 18), lo que unido a la hidratación del hierro (19) aumenta considerablemente la acidez del terreno, (Barrettino, Loredo, Pendás, 2005). Las reacciones de hidratación y deshidratación del hierro y el aluminio son procesos reversibles, fundamentales en el control del pH del suelo (Bohn, 1993).



COMPONENTES MINERALES DEL SUELO

El suelo está formado por componentes de la roca original y por minerales generados por degradación química de los anteriores. Los porcentajes de cada uno de ellos varían en función de la edad del terreno, el clima, la orografía, etc., pero casi todos se incluyen en las siguientes categorías:

Minerales primarios, heredados de la roca madre

Óxidos primarios resistentes a la degradación

Entre ellos destacan: las espinelas, los óxidos de titanio y el corindón (Al_2O_3). Aunque los minerales de hierro ferroso se oxidan con facilidad, algunos de sus óxidos son muy resistentes, entre estos últimos hemos de mencionar los del grupo de la espinela (AB_2O_4 , donde A es un metal bivalente y B un metal trivalente), como la cromita (FeCr_2O_4) y la magnetita (FeFe_2O_4), que no tienden a oxidarse.

El titanio es el tercer metal de transición más abundante y llega a la superficie como silicato o, más comúnmente, en forma de óxidos, simples como el rutilo (TiO_2) o dobles (MTiO_3) en minerales como la ilmenita ($\text{M} = \text{Fe}$), la perovskita ($\text{M} = \text{Ca}$) o la geikielita ($\text{M} = \text{Mg}$). En estos compuestos el titanio presenta su estado de oxidación máximo, por lo que la mayoría de ellos son muy resistentes

y es común encontrarlos inalterados, tanto en los suelos como en las arenas de las playas.

Los óxidos de titanio y el corindón son tan estables en superficie, que su concentración en los suelos se emplea para calcular la cantidad de roca madre que se ha meteorizado para generar un volumen definido de suelo (Butcher, 1992).

Los metales de transición están especialmente concentrados en rocas máficas y ultramáficas (ricas en magnesio y hierro); cuando estas rocas se descomponen liberan los óxidos y algunos silicatos metálicos resistentes, muchos de los cuales son magnéticos. Por ello, los suelos y arenas que provienen de estas rocas poseen un alto porcentaje de material magnético, que podemos separar fácilmente con un imán.

Silicatos resistentes

El cuarzo es muy resistente a la alteración, cuando las rocas que lo contienen se destruyen, los granos de cuarzo permanecen inalterados originando arenas silíceas. Así, en terrenos graníticos, los granos de cuarzo llegan a formar una fracción importante del suelo y son el componente esencial de las arenas de algunas playas. Dependiendo del entorno, las acumulaciones de arena de cuarzo pueden persistir durante millones de años.

El feldespato alcalino (de Na/K) también permanece en el terreno durante largos periodos, aunque finalmente acaba transformándose en arcillas.

El cuarzo y el feldespato residuales sólo son abundantes en suelos procedentes de rocas muy ricas en sílice.

Minerales secundarios, generados por meteorización química.

Minerales arcillosos producidos por hidrólisis de aluminosilicatos y silicatos de aluminio

Como ya vimos, los aluminosilicatos son los minerales más abundantes de la corteza y su hidrólisis conduce a minerales arcillosos, por lo que las arcillas no sólo están presentes en todos los suelos, sino que también son sus componentes más abundantes, al menos a nivel global.

En climas con lluvias moderadas, las arcillas no abandonan los suelos con facilidad. Cuando hay mucha agua en el medio, ésta se combina o rellena las cavidades entre partículas y el suelo “se hincha”, por ejemplo, un suelo limo-arcilloso puede retener más del 30% de su peso en agua. Por el contrario, en épocas de sequía las arcillas pierden su agua, se contraen y acaban originando las típicas formas poligonales características de las tierras resacas. Las arcillas no sólo tienen la capacidad de absorber agua, sino que también participan en procesos de adsorción e intercambio iónico con la disolución acuosa del suelo.

Los materiales solubles

Incluyen el ácido silícico y los cationes alcalinos y alcalinotérreos que se generan continuamente a partir de la hidrólisis de los silicatos. También que-

dan en disolución algunos iones minoritarios como, por ejemplo, cloruros y sulfatos.

Los componentes solubles no permanecen en los suelos indefinidamente, ya que suelen ser arrastrados por el agua y evacuados del sistema, o pueden combinarse entre sí para producir nuevos minerales, más estables que los de partida en las condiciones de la superficie terrestre. Por ejemplo, en condiciones de humedad normales, el ácido silícico del suelo es evacuado rápidamente, pero una parte de él se une al aluminio de los suelos, para formar arcillas, o participa en reacciones de transformación entre minerales arcillosos.

El lavado de los suelos no significa necesariamente una reducción continua del contenido iónico de la disolución acuosa del suelo, ya que en el transcurso del tiempo los iones perdidos van siendo reemplazados por los producidos durante la meteorización química de rocas cercanas o distantes. Además, los cationes disueltos tienden a quedar adsorbidos en las arcillas o en la materia orgánica (que posee una carga negativa superficial), lo cual frena su pérdida por lavado y garantiza la permanencia en los suelos de los nutrientes minerales esenciales para la biosfera (Ferrerías, Hidalgo, 1999).

Óxidos e hidróxidos insolubles de aluminio y metales de transición

Se forman a partir de los minerales primarios y, al ser muy insolubles, persisten en los suelos. Entre ellos destacan los de hierro (limonita), aluminio (bauxita) y manganeso (wad) (Higueras, Oyarzun, acceso 2014).

El aluminio sólo presenta un estado de oxidación y es liberado durante la hidrólisis de los aluminosilicatos, como óxido u óxido hidratado. Mientras que los óxidos de los metales de transición se forman por oxidación de los minerales primarios; a medida que avanza su oxidación, los óxidos se adhieren a las rocas (fig. 4), pero cuando la meteorización progresa y la roca se destruye, pasan al suelo en donde se acumulan.

Fig.4. Depósito de óxidos de hierro sobre roca volcánica.



El estancamiento de estos metales en los suelos depende en gran medida de la cantidad de materia orgánica del medio, ya que ésta no sólo participa en reacciones de adsorción e intercambio iónico, sino que también es capaz de quelatar metales, tales como el hierro o el aluminio, favoreciendo su movilidad y haciéndolos accesibles para los vegetales (Berggren, Mulder 1995).

EXPERIENCIAS

Como acabamos de ver, la materia mineral del suelo se forma a expensas de rocas preexistentes; pero, si sólo fuese eso, el interés educativo/didáctico de este trabajo sería más limitado. Afortunadamente, la formación del suelo no es sólo eso, y los docentes podemos explotar su complejidad para fomentar la curiosidad de los alumnos por las Ciencias de la Tierra.

El suelo nos da la oportunidad de introducirles en la observación de un sistema en el que las rocas, la hidrosfera, la atmósfera y la biosfera se encuentran íntimamente relacionadas. Es una zona a la que todos tenemos acceso y es la puerta de entrada a la complejidad del planeta Tierra.

Las experiencias a realizar van desde la simple observación del perfil de un suelo, por ejemplo, en un corte de carretera reciente, hasta experimentos de laboratorio como los que expongo a continuación.

Experiencia 1: Componentes minerales del suelo I.

Dada la diversidad de suelos existentes y los distintos niveles educativos en los que podría hacerse la experiencia, es imposible especificar los pasos a seguir. El profesor debería realizarla antes de presentarla a sus alumnos, para adaptarla a su nivel de conocimientos.

Objetivo: que el alumno reconozca el suelo como producto de alteración de rocas preexistentes.

Procedimiento: Partiremos de tierra que aún tenga fragmentos de la roca original^{1,2}. Secarla antes de la práctica; si se seca en estufa no sobrepasar los 65-70°C, ya que a temperaturas superiores se destruyen los carbonatos.

Pasos a seguir:

a.- Pasar unos 10-20 gr de tierra seca por un tamiz de unos 2-3 milímetros de luz de malla, los alumnos con problemas respiratorios deben usar mascarilla durante el tamizado.

¹ El tamaño de los fragmentos dependerá del nivel de los alumnos y de la complejidad del terreno. En cualquier caso, debemos elegir (o preparar) un material en el que el alumno pueda cumplir con el objetivo de la práctica: observar inequívocamente rastros de la roca madre (con el material disponible en su laboratorio).

² La materia orgánica del suelo apenas interfiere; pero es aconsejable elegir una tierra que esté en un lugar alejado de la vegetación y eliminar manualmente los restos biológicos.

b.- Nos quedaremos con los fragmentos mayores. Si tienen demasiado polvo, lavar y secar antes de la observación. El lavado puede realizarse con chorro de agua sobre el mismo tamiz o bien en un vaso de precipitado, filtrando a continuación y secando con un secador de pelo.

c.- Con ayuda de una lupa o microscopio, los alumnos deberán relacionar los fragmentos con la roca sustrato o con las rocas de montañas próximas³.

d.- Otras observaciones:

d.1.- Si el terreno es carbonatado, pueden identificar los fragmentos de caliza-dolomía por su efervescencia con ácido clorhídrico 2N. Con esta concentración, el ácido no es peligroso ni provoca quemaduras; en caso de caer sobre la piel, lavar con agua durante uno o dos minutos.

d.2.- En algunos casos, por ejemplo, en terrenos basálticos, es útil que los alumnos dispongan de un imán para separar los minerales magnéticos: pirrotina, magnetita, etc. Muchos fragmentos de basalto también quedarán pegados al imán. En terrenos graníticos o esquistosos se puede usar un imán de neodimio, que es mucho más potente, con él podrían separar algunos silicatos ricos en hierro como la biotita, el almandino, la augita, etc.

Experiencia 2: Componentes minerales del suelo II.

Partiremos de tierra arcillosa libre de restos biológicos, si es rojiza mejor.

Objetivo: reconocer algunos de los componentes producidos durante la meteorización química.

Procedimiento:

a.- Pesar con balanza analítica 5 g de tierra, poner en un vaso de precipitado y añadir sobre ella, lentamente, 60 ml de ácido clorhídrico al 10 %. Esta concentración de ácido no provoca quemaduras profundas, en caso de caer sobre la piel lavar con agua durante uno o dos minutos. Como medida de precaución, usar guantes y gafas protectoras.

La tierra de terrenos calizos y la de regiones áridas produce efervescencia; aquí tenemos la detección de uno de los componentes habituales de los terrenos áridos: el carbonato.



b.- Hervir la tierra con el ácido a fuego moderado y agitando durante unos 5 a 10 minutos, añadir agua a medida que se evapora (aunque la concentración de ácido no es muy agresiva, si el fuego es muy fuerte se pueden producir proyecciones de líquido; advertir que los vasos deben mirarse siempre lateralmente: ¡jamás una cara sobre un vaso con un líquido hirviente!).

³ El nivel de exigencia depende de la complejidad del terreno y de la formación de los alumnos: podemos decirles el tipo de roca del que proviene el suelo y mostrarles los componentes heredados de la roca madre, o bien, en cursos superiores, hacer que ellos mismos deduzcan la roca de origen, los componentes exógenos, etc.

Con el tratamiento ácido se disuelven los óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio, que están presentes en todos los suelos. Además, una parte de la materia mineral sufre la hidrólisis ácida especificada en las reacciones 3 a 9, disolviendo parte del aluminio de las arcillas.

c.- Filtrar y reservar el líquido para el apartado (e).

d.- Lavar el residuo que ha quedado en el filtro añadiendo sobre él 100 ml de agua destilada. Secar el residuo en estufa a 200°C durante una hora. Pesar con balanza analítica. La masa de los óxidos (de hierro y aluminio) contenidos en la tierra y la del material hidrolizable será igual a la diferencia entre los 5 g de tierra usados y el peso del residuo seco.

La práctica puede acabar aquí o continuar en el punto e.

e.- Enfriar el líquido claro obtenido en el apartado (c) y añadir sobre él (lentamente) 40 ml de amoníaco al 20%⁴. Se producirá un precipitado de óxidos/hidróxidos de Fe/Al. Los óxidos de aluminio son de color blanco, mientras que los de hierro son pardo oscuro. El volumen de precipitado nos da una idea de la cantidad de óxidos hidratados de hierro y aluminio existentes en el suelo original.

Experiencia 3: Estabilidad de la roca madre.

Objetivo: comprobar la hidrólisis mineral.

La alta concentración del ácido a usar, hace que esta experiencia sólo sea recomendable en cursos universitarios superiores.

La hidrólisis ácida del experimento anterior también se puede hacer sobre la roca madre, previamente triturada; aunque la cantidad de material solubilizado es siempre mucho menor que cuando partimos de una muestra de suelo. Esto se debe a que en los suelos, el intemperismo ya se ha ocupado de la hidrólisis más difícil, que es la que transforma los aluminosilicatos en arcillas.

En el laboratorio, los minerales que no se alteran con el ácido son el cuarzo, los feldespatos alcalinos, y algunos silicatos de alta dureza como, por ejemplo, el zircón o el berilo, además de los óxidos “resistentes” mencionados en el texto y algunos sulfuros. Por ello, las rocas formadas mayoritariamente por cuarzo y feldespato alcalino (cuarcita, granito, etc.) apenas sufren la reacción y no son útiles para esta experiencia. En el extremo contrario tenemos la caliza y la dolomía, que se destruyen casi al 100%, y en el punto medio están las rocas máficas y ultramáficas que sufren una hidrólisis ácida moderada.

⁴ La cantidad de amoníaco que provoca la precipitación varía con la acidez del terreno. En un suelo con carbonatos, la precipitación de óxidos de hierro y aluminio se puede iniciar con una adición de tan sólo 5 ó 10 ml de amoníaco al 20%. Por lo que el profesor deberá realizar la experiencia previamente, para definir la cantidad de amoníaco a utilizar. Un amoníaco del 20% no produce quemaduras sobre la piel, aunque huele muy mal y es un poco agresivo para las vías respiratorias, lo que hace recomendable que la reacción se realice bajo campana extractora de gases.

Procedimiento:

Seguir los puntos (a) a (d) de la experiencia anterior con 5 gramos de roca triturada. Pero en este caso, la mayor resistencia de la roca obliga a usar condiciones más agresivas. La hidrólisis se hará calentando durante 10 minutos con 30 ml ácido clorhídrico concentrado, del 35%⁵, reponer el líquido evaporado con clorhídrico al 10% (añadir con pipeta, dejando resbalar por la pared del vaso).

Filtrar, lavar el residuo con 100 ml de agua destilada, secar en estufa a 200 grados durante 1 hora, y pesar para conocer el porcentaje de material hidrolizado.

Para la reacción con rocas carbonatadas, debe usarse un ácido clorhídrico mucho más diluido, aproximadamente 2N, en este caso añadir ácido hasta que cese la efervescencia de la roca.

CONSIDERACIONES FINALES

Los minerales que componen las rocas sufren reacciones químicas cuando se encuentran en el exterior, en contacto con el aire y el agua. Estas reacciones no se limitan a destruir las rocas preexistentes, sino que originan la fracción mineral del suelo y la disolución del suelo, que son dos de las piezas indispensables para el desarrollo de la vida continental. Algunas de las actividades de laboratorio expuestas en este artículo pueden constituir una herramienta útil para mostrar al alumnado la importancia de la meteorización química en la enseñanza de las Ciencias de la Tierra.

BIBLIOGRAFÍA

Anguita Virella, F. y Moreno Serrano F. (1993). *Procesos geológicos externos y geología ambiental*. Editorial Rueda.

Barrettino, D., Loredo, J. y Pendás F. (Eds.) (2005). *Acidificación de suelos y aguas*. Instituto Geológico y Minero de España.

Berggren, D. y Mulder, J. (1995). The role of organic matter in controlling aluminum solubility in acidic mineral soil horizons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4167-4180.

Bohn, H.L. (1993). *Química del suelo*. Ed. Limusa, Noriega Editores.

Butcher, S.S., Charlson, R.J., Orinas, G.H. y Wolfe, G.V. (1992). *Global Biogeochemical Cycles*. Academia Press Limited.

Dorronsoro, C., (acceso 2014). *Introducción a la Edafología*. Universidad de Granada. España. Última actualización: 09/10/2013. <http://edafologia.ugr.es/introeda/tema00/progr.htm>

Ferreras, C. y Hidalgo, C.E. (1999). *Biogeografía y Edafogeografía*. Ed. Síntesis.

Fyfe, W.S. (1981). *Introducción a la Geoquímica*. Editorial Reverté S.A.

⁵ Esta concentración de ácido sí puede provocar quemaduras severas, por lo que es necesario el uso de gafas protectoras y guantes. En caso de contacto accidental, se recomienda lavar inmediatamente con agua durante unos 2 a 5 minutos.

Higuera, P. y Oyarzun R. (acceso 2014). *Mineralogía y procesos de contaminación de suelos*. http://www.uclm.es/users/higuera/mga/Tema03/Tema_03_Suelos_o.htm

Holland, H.D. y Turekian, K.K. (Eds.) (2011). *Geochemistry of Earth surface systems*. Academia Press. San Diego, USA.

Juárez Sanz, M., Sánchez Andreu, J. y Sánchez Sánchez, A. (2006). *Química del suelo y medio ambiente*. Publicaciones de la Universidad de Alicante.

Klein, C. y Hurlbut, C.S. (1998). *Manual de mineralogía*. Ed. Reverté S.A.

Mediavilla Pérez, M.J. (2006). *La Historia de la Tierra: un estudio global de la materia*. Ed. Mc Graw-Hill.

Mediavilla Pérez, M.J. (2011). *Los átomos del Universo*. Equipo Sirius.

Plaster, E. J. (2000). *La ciencia del suelo y su manejo*. Ed. Paraninfo.

Schlesinger, W.H. (2000). *Biogeoquímica: un análisis del cambio global*. Ed. Ariel Ciencia.

Welch, S.A. y Ullman, W.J., (1993). The effect of organic acids on plagioclase dissolution rates and stoichiometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 2725-2736. ■

Este artículo fue recibido el día 27 de marzo y aceptado definitivamente para su publicación el 28 de julio de 2014.