
RASGOS DE ALTERACIÓN EN LOS MINERALES DE LAS CENIZAS VOLCÁNICAS DEL NORTE DE LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA

CHARACTERISTICS OF ALTERATION IN MINERALS OF VOLCANIC ASHES OF THE NORTH OF THE "CORDILLERA CENTRAL" OF COLOMBIA

María Teresa Flórez M.¹ y Luis Norberto Parra S.²

1. Docente Investigador. Universidad de Antioquia. Facultad de Ingeniería. Grupo GAIA

2. Docente Investigador. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. Facultad de Ciencias.

mariateresa.florez@gmail.com, mtflorez@udea.edu.co, lnparra@unal.edu.co.

Recibido para evaluación: 18 de Septiembre de 2009 / Aceptación: 7 de Mayo de 2010 / Recibida versión final: 18 de Mayo de 2010

RESUMEN

Este artículo trata de mostrar algunos de los rasgos dejados por la meteorización física y química de los minerales de las cenizas volcánicas presentes en la secuencia El Cedral, localizada al Norte de la Cordillera Central de Colombia. Sin embargo, estos minerales no tienen igual susceptibilidad a meteorizarse aunque estén en el mismo ambiente geoquímico.

El grado de meteorización depende mucho de su estructura físicoquímica, del tamaño fragmental de la tefra, de las condiciones bioclimáticas del sitio, de la posición topográfica en donde hayan sido depositados y de las condiciones de drenaje, es igualmente influyente la presencia de la vegetación preexistente y los microorganismos, todos estos factores permiten que los minerales de las cenizas volcánicas comiencen su ruta de meteorización.

Los rasgos de meteorización más destacados en estos minerales son: 1) la modificación física de las superficies, 2) el incremento del área superficial específica, 3) la modificación de los bordes y formas de los cristales, 4) la ampliación de clivajes y, 5) la formación de grietas y oclusiones. La consecuencia final de la meteorización es la formación de los minerales de bajo grado de cristalinidad (alófanos, imogolitas y ferrihidritas, principalmente) y la formación de los Andisoles, suelos de enorme importancia para la agricultura.

PALABRAS CLAVES: Minerales, cenizas volcánica, meteorización, Andisoles, Colombia, Antioquia.

ABSTRACT

This article tries to show some of the characteristics left by the physical and chemical weathering of minerals of present volcanic ashes in the sequence the Cedral, located to the North part of the "Cordillera Central of Colombia" range. Nevertheless, these minerals do not have equal susceptibility to weathering themselves although they are in the same geochemical atmosphere.

The weathering degree depends much on its physico-chemical structure, of the fragmental size of tephra, the bio-climatic conditions of the site, the topographic position where they have been deposited and of the conditions of drainage, the presence of the preexisting vegetation is equally influential and the microorganisms, all these factors allow that the minerals of volcanic ashes begin their route of weathering.

The outstanding characteristics of weathering but in these minerals are: the 1) physical modification of the surfaces, 2) the increase of the specific superficial area, 3) the modification of the edges and forms of crystals, 4) the extensions of cleavage and, 5) the formation of cracks and oclusions. The final consequence of the weathering is the formation of minerals of low degree of crystallization (allophane, imogolite and ferrihydrite, mainly) and the formation of the Andisols, grounds of enormous importance for agriculture.

KEY WORDS: Minerals, Volcanic ashes, weathering, Andisols, Colombia, Antioquia.

1. INTRODUCCIÓN

La alteración de rocas ha sido objeto de interés de numerosos investigadores por ser el primer estadio en la formación del suelo. Al intentar reproducir los procesos de alteración, además de la complejidad del medio natural (condiciones ambientales, factores topográficos, biológicos, etc.) existe un factor, el tiempo, imposible de modificar, lentizar o acelerar. Senkayi et al, (1981), observaron que el incremento de la acidez causa un aumento en la liberación de cationes estructurales (Al, Fe y Mg) y lo atribuían a la alteración de los silicatos. Pulford et al, (1983), atribuían al incremento en la concentración de iones H⁺ en la solución la desintegración de la roca y la liberación de los elementos contenidos en la misma. Según Roberts (1980), en las primeras etapas de la alteración mineral se da la liberación de cationes de los minerales primarios mientras que en las etapas medias y finales la caracterización es la desaparición de minerales primarios y la presencia de altas cantidades de óxidos de hierro, acumulación de Si, Fe y Al y la formación de minerales de baja cristalinidad o amorfos (Gasser, 1990).

Las cenizas volcánicas, como material parental de los Andisoles están constituidas por un conjunto limitado de fragmentos producidos por los fenómenos eruptivos y que incluyen tanto materiales provenientes de los magmas jóvenes como de los materiales viejos de la estructura volcánica.

Walker (1971); Besoain (1972); Spark et al, (1977); Wada (1977); Fisher and Schmincke (1984); Heiken and Wohletz (1985); IGAC (1991); Shoji et al, (1993) y Shoji et al, (1988), entre otros, coinciden en que las cenizas volcánicas están constituidas por vidrios volcánicos, fragmentos líticos y fenocristales. Flórez y Parra (1992), Flórez (2000) y Florez (2004), describen a los fragmentos de matriz como parte de estos componentes y los nombran como tales asimilándolos a los que Fisher and Schmincke (1984) llaman líticos cognatos o, a lo que en otros estudios mineralógicos en Andisoles nombran como "agregados".

Algunas investigaciones están orientadas a estudiar los materiales de neoformación como las alofanas e imogolitas, principalmente, a las cuales se les atribuye como precursor a los vidrios volcánicos (Fieldes (1955), Swindale (1965), Besoain (1969), Yamada and Shoji (1982), Shoji et al, (1993)) ya que ellos tienen más baja resistencia a la meteorización que los fenocristales y una rápida disolución que favorece la producción de una solución sobresaturada de Al y Si que al precipitar conjuntamente forman materiales de bajo grado de cristalinidad (mbgc).

2. MATERIALES Y METODOS

La metodología seguida en esta investigación comprendió: La obtención del perfil pedoestratigráfico uniendo las metodologías pedológicas y estratigráficas de la geología, desarrollado por el Grupo de Andisoles de la Universidad Nacional, Medellín.

Para la dispersión de los andisoles se utilizó la mezcla Polivinildipirrilidona-Isopropanol mas Acetona (V:7:3) a 1cc de suelo dispuesto en una Celda Par a 140°C por dos horas, se completo la dispersión en ultrasónico.

Dispersados los suelos, se separó la fracción -200+635 y se realizó el montaje de cada horizonte de suelo para clasificación, descripción y conteo de pedocomponentes, siguiendo la metodología sugerida en la geología para el análisis facial.

El análisis de los componentes del suelo al microscopio es una técnica de gran poder para determinar la génesis de los suelos tropicales. Cada componente individual posee información acerca de los procesos que actuaron durante la permanencia del suelo y observados al microscopio puede reconstruirse su historia.

González et al, (1991), definieron una serie de 6 secuencias lito y pedoestratigráficas de tefras, las cuales constituyen la columna sintética de estos materiales para el norte de la cordillera Central colombiana. Entre las secuencias descritas, la más superficial fue llamada "El Cedral"; dicha secuencia fue definida a la salida del corregimiento de San Félix, Salamina, Departamento de Caldas, a unos 500 metros antes de la estación de gasolina de esta localidad sobre la margen izquierda de la vía y hacia la cabecera municipal, cuyas coordenadas son X=1.086.000, Y=855.500.

La secuencia El Cedral tiene un espesor promedio de 1.18 metros se encuentra recubriendo una topografía montañosa o de colinas redondeadas, suavemente onduladas. El uso actual de estos suelos es pasto para ganadería de leche y cultivos de flores y papa. Está constituida por dos capas de cenizas volcánicas nombradas desde la base como T18 y T20, Figura 1. La base de la secuencia es una discordancia erosional y el techo es el suelo actual. En todas las capas de la secuencia se presenta gradación normal y todas son cenizas finas ($F_u=0.25-0.177$), en T20, las cenizas contienen fragmentos líticos grises, blancos y rosados de hasta 0.5 mm de diámetro, muy redondeados y ligeramente aplastados ubicados en la base de las capas; T18 es una ceniza fina con fragmentos de un horizonte plácico reventado. Los límites entre las capas son gradacionales y aunque la característica de la secuencia son las cenizas finas existe diferencias granulométricas entre una capa y otra. En esta secuencia predominan los colores pardos en el techo y en la parte central; en la base, el color dominante es el negro. La base de esta secuencia contiene una discordancia erosional. Una datación en ^{14}C realizada en la capa T18B, dio 6.330 270 BP.



Figura 1. Secuencia El Cedral. La base de la secuencia es un paleosuelo datado en 6.330 270 BP.

3. METEORIZACIÓN EN LOS MINERALES DE LAS CENIZAS VOLCÁNICAS DE LA SECUENCIA EL CEDRAL

El suelo es una fase de transición que al igual que los iones en las rocas, al encontrarse en la superficie cambia lentamente a estados químicos más estables. La meteorización es el proceso que se lleva a cabo durante esta transformación. Se puede decir que, en el sentido químico, la formación del suelo es sinónimo de meteorización. La meteorización en las cenizas volcánicas cambia los sólidos densos en materiales suaves y porosos cuyas superficies y pequeñas partículas, con frecuencia, difieren notoriamente de la composición química y la estructura de los minerales originales. Las estructuras cristalinas y las valencias de los iones de los minerales contenidos en ellas son estables a las condiciones a las que éstas se formaron. Cuando éstas están expuestas en la superficie terrestre, estos estados

químicos con frecuencia se vuelven inestables. Las condiciones físicas de corrosión, congelamiento y descongelamiento, calentamiento y enfriamiento disgregan lentamente las rocas. Pero el cambio más grande lo provocan las nuevas condiciones químicas: exposición al agua, oxígeno, dióxido de carbono y compuestos orgánicos.

La reacción principal que provoca la descomposición de los minerales, es la fuerte tendencia de los iones de los sólidos a disolverse en el agua. Además, de la energía de hidratación que se libera, se reduce la energía libre de los iones al efectuarse la dilución en fase acuosa (Goldich, 1938).

Después de disolverse, algunos iones se combinan para crear nuevos sólidos que son estables a las condiciones de la superficie terrestre. En consecuencia, los cambios en los estados químicos de muchos iones del suelo se suceden paso a paso, y no en forma continua, hasta no lograr mayor estabilidad.

Algunos minerales permanecen sin padecer los efectos de la meteorización a pesar de su inherente inestabilidad debido a que su velocidad de disolución es excesivamente lenta. Las partículas de cuarzo de apenas unos micrones de tamaño permanecen en los suelos durante tanto tiempo que el cuarzo parece ser el estado más estable para el silicio del suelo. Sin embargo, cuando se encuentra dividido finamente en partículas del tamaño de la arcilla, el cuarzo persiste sólo un poco más de tiempo en los suelos que el feldespato dividido en partículas del tamaño de la arcilla. El feldespato desaparece de las fracciones de arena y limo relativamente rápido.

Las reacciones lentas retrasan solamente el tiempo inevitable de cambio en que los iones de los minerales inestables deben disolverse o formar una nueva fase sólida. Algunas veces, los nuevos sólidos se forman completamente, por recristalización de otro mineral, en la fase sólida. Con mayor frecuencia, los sólidos nuevos se forman por disolución del mineral viejo y la precipitación posterior de todos o parte de los iones del soluto. Cuando sólo parte de los solutos precipita, el proceso total se llama disolución incongruente. La disolución congruente es una disolución completa sin que exista precipitación posterior (Goldich, 1938).

La suma de los calores de formación (ΔH) de los enlaces químicos y de los cambios de energía (ΔS) asociados con la aleatoriedad del movimiento y posición del ión determina que un ión permanezca en solución o que precipite. Los valores de ΔH incluyen los cambios de energía entre los enlaces de los sólidos antiguos y nuevos y las energías de los enlaces ión-agua. El cambio de ΔS durante la disolución de iones tiende a ser similar para cada ión y es relativamente pequeña. En contraste, el ΔH de formación de los nuevos minerales secundarios, varía ampliamente. Por tanto, la fuerza impulsora resultante ΔG (donde $\Delta G = \Delta H - T\Delta S$) difiere considerablemente de ión a ión. Los iones que forman enlaces químicos débiles con otros iones (ΔH ligeramente negativo) tienden a permanecer en solución, mientras que los que se enlazan fuertemente (ΔH altamente negativo) tienden a reprecipitar (Goldich, 1938).

Los iones que permanecen en solución son lixiviados fácilmente de los suelos y por tanto, se consideran intemperizables. Los estados químicos de los iones vueltos a precipitar también cambian durante la meteorización. Sin embargo, debido a que estos iones permanecen en el suelo, se consideran resistentes a la meteorización (Goldich, 1938).

La meteorización libera una cantidad considerable de sílice a la solución de suelo. Parte de la sílice es lixiviada del suelo inmediatamente, la que queda reacciona para formar los minerales secundarios (alófanos, imogolita) o complejos Al-húmicos. La meteorización produce inicialmente alcalinidad y luego acidez.

El curso de la meteorización de los Andisoles es el mismo en todos los climas, pero en las regiones húmedas la rapidez de meteorización es más alta que la de erosión y de mezcla física como para permitir que se produzcan los perfiles de suelo fuertemente intemperizados. Los suelos ándicos en los trópicos húmedos pasan rápidamente por las etapas previas de la formación del suelo.

La alcalinidad inicial que produce la meteorización se neutraliza parcialmente mediante el CO_2 contenido en los poros del suelo. La neutralización de las bases liberadas por la meteorización y la acidez débil del ácido carbónico ($\text{pK} \sim 5$) favorecen la continuación de la meteorización. Tal vez, anteriormente, se haya dado demasiada importancia a la función del CO_2 como agente activo de la meteorización. Sin embargo, la abundancia de agua es la que con mayor frecuencia controla la rapidez de meteorización del suelo y no el nivel de CO_2 . El dióxido de carbono siempre se encuentra presente en los poros del suelo, aunque en concentraciones muy variables.

Los cationes de los metales alcalinos y alcalinotérreos (principalmente sodio, potasio, magnesio y calcio), los haluros, sulfato y sílice tienden a permanecer en solución. El potasio, magnesio y silicio se mueven más despacio que el sodio, calcio o sulfato. El hierro, manganeso, titanio y aluminio precipitan y se acumulan en los suelos. Los cationes divalentes de los metales de transición como el cobre y zinc, son más móviles que los cationes trivalentes y tetravalentes.

Los minerales secundarios formados por iones y moléculas liberados por la meteorización, tienden a ser pequeños y de estructura cristalina mal formada. Principalmente son aluminosilicatos y óxidos hidratados de Al(III) y Fe(III). Estos cristales diminutos tienen áreas superficiales grandes y tienden a estar cargados debido a que poseen en su seno y en sus bordes enlaces químicos incompletos. Las áreas superficiales grandes y los enlaces incompletos dan como resultado energías superficiales altas. Por lo tanto, las partículas pequeñas tienden a disolverse y las más grandes a crecer a expensas de las pequeñas (Goldich, 1938). La meteorización continúa después de la formación de los minerales secundarios debido a que éstos solamente son estables entre ciertos límites de concentración de sílice soluble, cationes de metales alcalinos y alcalinotérreos y H⁺. A medida que estos solutos se lixivian durante grandes periodos, en los minerales secundarios iniciales continúa el proceso de meteorización hasta alcanzar estados químicos más estables.

En la primera etapa de la meteorización, los minerales de las cenizas volcánicas liberan calcio, magnesio, sodio y potasio. La mayoría de los cationes de los metales alcalinos y alcalinotérreos que quedan después de la primera etapa de meteorización se encuentran en granos más grandes de mineral no intemperizado. Partículas minerales secundarias, cargadas negativamente, retienen por adsorción las fracciones más pequeñas de Ca, Mg, Na y K. Estas fracciones son significativas porque están sujetas a pérdidas por lixiviación adicional, contribuyen además a controlar el pH del suelo y proporcionan a las plantas y microorganismos los elementos esenciales (Goldich, 1938).

Según Flórez (2000), los minerales principales que forman las cenizas volcánicas del Norte de la cordillera Central de Colombia son, en orden decreciente de abundancia, los siguientes: feldespatos, minerales de magnesio, como los piroxenos (de composición aproximada Ca(Mg,Fe)Si₂O₆) hiperstena ((Mg,Fe)SiO₃), Enstatita y la augita, químicamente más compleja; Anfíboles como hornblenda verde y parda de composición (Ca,Na,K)_{2,3}(Mg,Fe,Al)₅(OH)₂[Si,Al,4O11]²⁻; cuarzo (SiO₂), y biotita (K(Mg,Fe)₃AlSi₃O₁₀(OH)₂); vidrio volcánico incoloro, vidrio volcánico coloreado, fragmentos de matriz. Los feldespatos incluyen la ortoclasa y la microclina (ambas KAlSi₃O₈) y las series de plagioclasa que abarcan desde la albita (NaAlSi₃O₈) hasta la anortita (CaAl₂Si₂O₈). Hay otros minerales que se encuentran en cantidades pequeñas y su composición química es similar a los minerales antes mencionados, estos son: olivinos (Mg,Fe)₂SiO₄, epidota Ca₂(Al,Fe)₃(OH)Si₃O₁₂, magnetita y zircón ZrSiO₄, entre otros. Las estructuras de los minerales muestran organizaciones diferentes de los tetraedros básicos de oxígeno-silicio y de los tetraedros y octaedros de oxígeno-aluminio.

Los diferentes componentes de estas cenizas volcánicas no tienen igual susceptibilidad a meteorizarse, ello lo evidencia los resultados obtenidos por Flórez (2004), al estudiar su meteorización y en tres de ellos su disolución (fragmentos de matriz, vidrios volcánicos incoloros y los vidrios volcánicos coloreados), éstos, después de haber estado sometidos a disolución durante 625 días en ácido húmico, ácido oxálico y agua acidulada, produjeron mayores cantidades de iones de Al³⁺, Si⁴⁺ y Fe³⁺, lo que los hace candidatos excepcionales para la formación de minerales de bajo rango de cristalinidad como son las alófanas, las imogolitas y las ferrihidritas necesarias para que se formen los suelos ándicos.

La alteración o la meteorización de los minerales primarios de las cenizas volcánicas es una reacción continua durante el desarrollo de los Andisoles. La desintegración y modificación de los minerales primarios se da con primacía en los horizontes A y B del suelo. Dentro del proceso de meteorización se tiene en cuenta: la meteorización física, la meteorización química y la meteorización biológica.

3.1 Meteorización Física

En general, se refiere a un grupo de procesos que ocurren en la superficie de la roca o del mineral y la desintegración en partículas más pequeñas o la disolución en el agua debido al impacto ambiental. Los procesos de meteorización son a menudo lentos (cientos a miles de años), la cantidad de tiempo transcurrido en el proceso de meteorización física, es bien observada por la formación del suelo y su grado de evolución, un Andisol bien desarrollado y por ende, muy

evolucionado, indicará fácilmente el grado de meteorización que tiene el y sus constituyentes minerales y orgánicos primarios, la cantidad de arcilla en este, será, por lo tanto, un marcador del grado de evolución del suelo.

Los principales rasgos de meteorización que documenta Flórez (2004), para los minerales volcánicos son la alteración física de las superficies, la pérdida de la forma, la ampliación de canales, grietas o clivajes, la formación de huecos o pits, la adherencia de partículas en la superficie, bordes y superficies corroídas, la fragmentación del mineral y el incremento del área superficial específica.

3.2 Meteorización Química

La diferencia entre meteorización física y química es que la composición de un mineral cambia. La más grande área superficial, es decir, los fragmentos más pequeños son los ideales para la meteorización química. El agua es el agente dominante porque el comienza la meteorización química. Dahlgren et al, (1999), reportan que la química de las cenizas volcánicas indica disolución incongruente de la fase sólida durante el período inicial de meteorización en esta, los cationes básicos y el silicio son liberados por la meteorización y el Fe y el Al son inamovibles y acumulados en la ceniza, además, las tasas de meteorización de las cenizas volcánicas especialmente frescas son muy altas comparadas con otros materiales parentales. Los procesos más importantes en la meteorización química son:

3.2.1 Hidrólisis

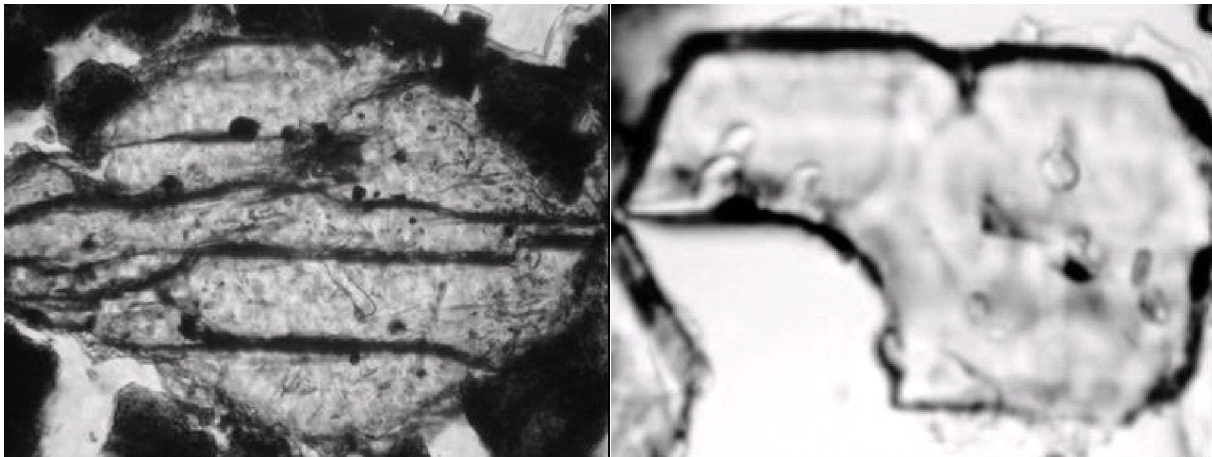
Se refiere al rompimiento de la molécula de agua y el aporte de H^+ . El resultado es el reemplazamiento de los iones básicos por el hidrógeno lo que provoca el colapso y la desintegración de la estructura, por ejemplo, $KAlSi_3O_8 + H^+ \rightarrow HAlSi_3O_8 + K^+$, el ácido silícico participa en la formación de minerales y mineraloides, p.e: con el aluminio y el silicio reorganizan el oxígeno y el hidroxilo para formar la alófana, la imogolita o la halloysita cristalina. Los iones de litio Li^+ son más pequeños que el ión Al^{3+} , es por ello que este último tiene más tendencia a deshidratar y a estar fuertemente adsorbido. La fuerza de adsorción se incrementa de la siguiente manera:



En los minerales primarios los procesos de hidrólisis se manifiestan por la presencia de superficies y bordes corroídos o llenos de oquedades microscópicamente unidas, Figura 2.

3.2.2 Hidratación

La hidratación se refiere a la incorporación de moléculas de agua o grupos hidróxilo al mineral. Esa agua absorbida proporciona un puente o una entrada para el hidrógeno, facilitando sus ataques a la estructura. La asociación de agua



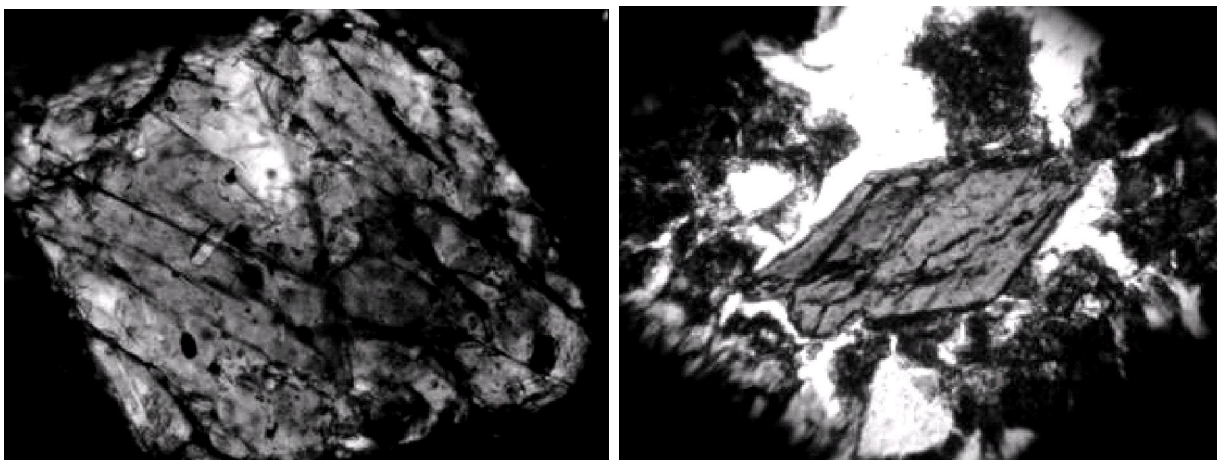
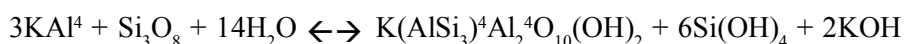


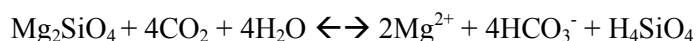
Figura 2. Superficies y bordes corroídos por la hidrólisis un grano de anfíbol (nicles paralelos).

o hidroxilos con Al y Si en los bordes rotos no es sino la primera etapa de la hidrólisis.

Las moléculas de agua disocian las superficies de los minerales introduciendo H^+ y OH^- , el ión H^+ es muy móvil y penetra la estructura del cristal, creando una carga desbalanceada, p.e., la ortoclasa hidrolizada produce ácido silícico y como mineral secundario se forma illita, así:



Las reacciones de hidratación son muy importantes para observar el rol del CO_2 , tal como se muestra en la hidrolización del Mg-olivino:



3.2.3 Oxido - Reducción:

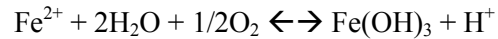
Es una reacción geoquímica importante que se produce en los materiales del suelo en los que el contenido de oxígeno es alto y las demandas biológicas de ese elemento bajas. La reducción del hierro (Fe) es un proceso de meteorización desintegrante en los minerales que contienen este catión como parte de su estructura y se manifiesta como un cambio del tamaño y la forma y hace que la estructura mineral se rompa, un ejemplo de este proceso es el que le ocurre a los ferromagnesianos. El Fe liberado por esta desintegración puede ser lixiviado o unirse con el hidroxilo (OH) u oxígeno para formar películas rojas (posiblemente óxidos o hidróxidos de Fe), Figura 3.

Asimismo, el manganeso que se desprende mediante la alteración de los minerales primarios puede ser lixiviado o retenido; pero su química es más compleja, debido al número de estados de oxidación que posee y puede manifestarse como películas negras, Figura 4. Muchos minerales están invadidos por un material negro que con luz reflejada es opaco y puede corresponder a "opacitas"; todos los elementos opacos que afectan formas de núcleos o escamillas, en tanto no se les haya identificado como magnetita, titanita, limonita u otro mineral deben ser nombrados de esta manera ya que pueden ser sustancias diferentes, silicatos terrosos, tal vez análogos químicamente a las micas, óxidos amorfos de metales, óxidos de titanio o manganeso, combinaciones negras de hierro, etc.

La reducción se produce en el ambiente geoquímico del suelo cuando el material está saturado en agua, por ejemplo, bajo el nivel freático, la existencia de oxígeno es baja y la demanda biológica de este elemento es elevada. El efecto de esta es la reducción del hierro a la forma ferrosa, muy móvil (Cate, 1964). En esta forma se puede perder del sistema, si hay un movimiento ascendente o descendente neto del agua freática. Si el hierro ferroso permanece en el sistema, reacciona para formar sulfuros y compuestos relacionados, que imparten los colores verdes y azul verdosos que caracterizan a muchos materiales reducidos de los suelos.

Un rasgo común de algunos materiales del suelo es la fluctuación de las condiciones de oxidación a las de reducción, con frecuencia en forma cíclica, debido a las variaciones climáticas que se producen durante el año. O bien, el material

inicial del suelo puede encontrarse en un ambiente reductor durante la etapa de meteorización geoquímica, pasando a continuación a un ambiente oxidante. La oxidación del Fe^{2+} por Fe^{3+} ocurre así:



Es esta una reacción acidificante, el ión H^+ producido por la reacción es generalmente acelerado por la hidrólisis.

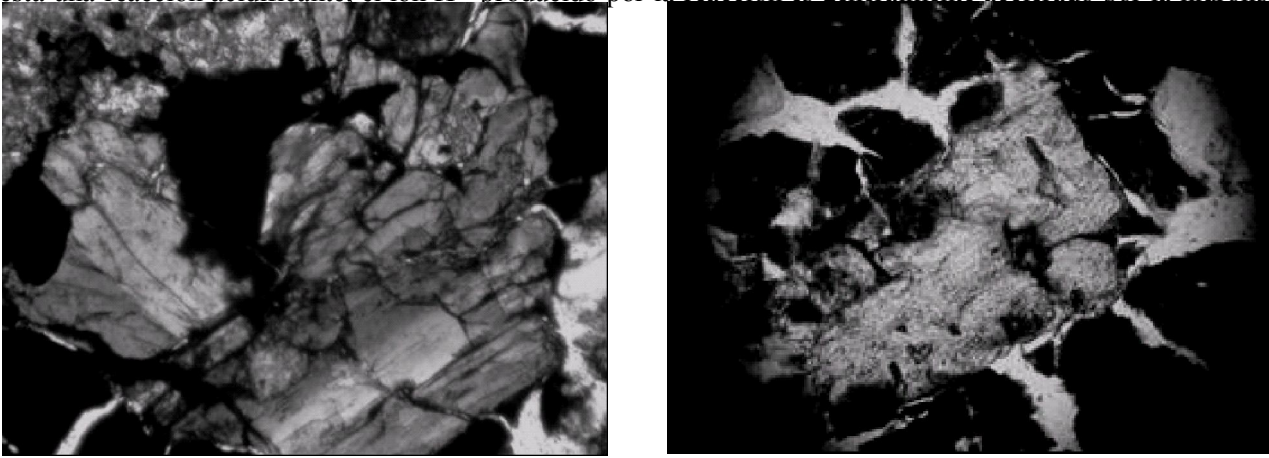


Figura 3. Películas rojas ocasionadas por óxidos o hidróxidos de Fe como producto de la meteorización (nículos cruzados).

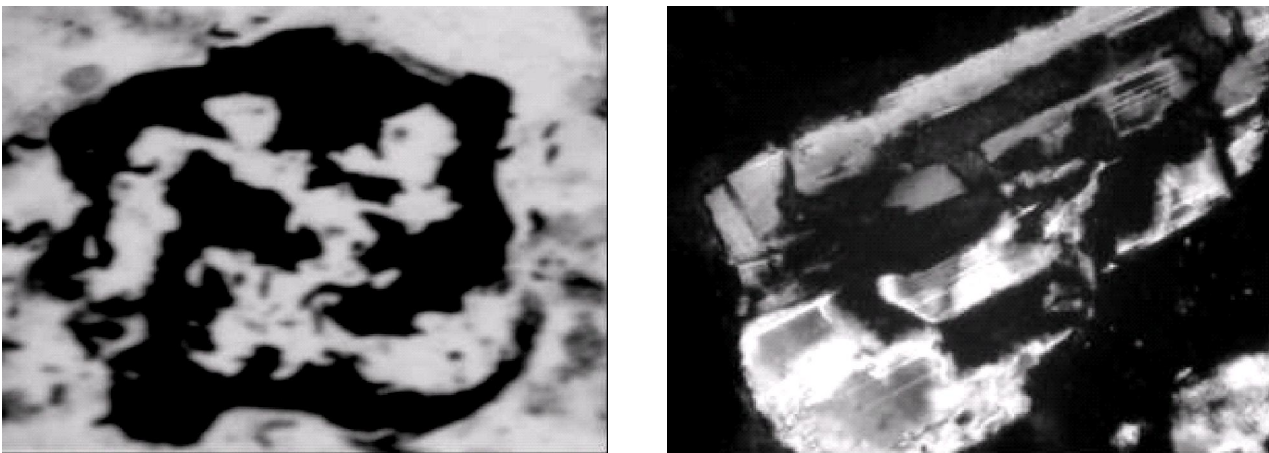


Figura 4. Películas negras "opacitas" como producto de la oxidación en el proceso de meteorización de estos minerales (nículos cruzados).

3.2.4 Disolución o Corrosión:

La disolución más frecuente observada es la localizada o selectiva produciendo en los minerales o mineraloides en sus superficies un aspecto irregular, en forma de pequeños huecos o resaltos apiñonados que hacen perder el aspecto liso de las caras del cristal. Este aspecto al cual se le denomina corrosión superficial presente en los minerales de los Andisoles está activado por la adherencia de materia orgánica en la superficie de los componentes hecho que los va "desgastando" hasta que finalmente llega a perforarlos, en los clivajes de los minerales las adherencias de materia orgánica llegan a producir su ampliación hasta que finalmente los partes según los planos de clivaje que se convierten en planos de separación, Figuras 5.

En los cristales, esta corrosión, empieza a manifestarse como una simple oquedad superficial que es tan grande o pequeña como sea el tamaño del gramo orgánico adherido. Cuando la adherencia del material orgánico se localiza en los bordes de la estructura de los cristales, la corrosión produce una acentuación del clivaje que se manifiesta como una estructura en huso, Figura 6, o una estructura en astillas, como es el caso de los ferromagnesianos y las biotitas, en

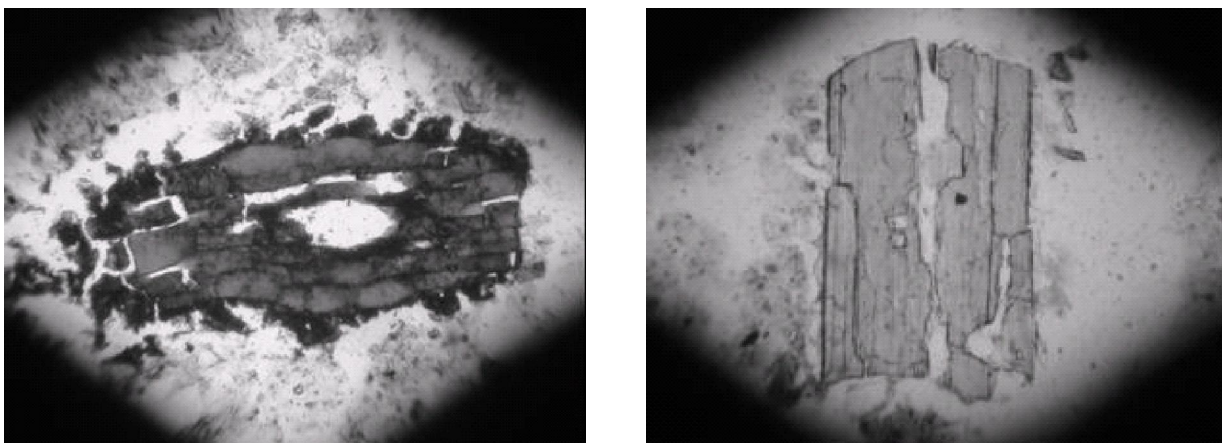


Figura 5. Planos de clivaje separados por la corrosión en un piroxeno (lámina de la izquierda) y un anfíbol (lámina de la derecha), respectivamente (nícoles paralelos).

las cuales se manifiesta este fenómeno como una estructura en forma de cintas apiladas en todo el cristal o de anillos concéntricos del mismo tamaño que el grano, Figura 7.

Los cristales de plagioclasa, por lo general, presentan la macla de albita; muchos muestran evidencias texturales de diversos fenómenos de reabsorción. El efecto óptico más común es la textura cribada ("sieved") que puede afectar a todo el cristal o dejar sectores no alterados. Esta textura se caracteriza por una red de microcanales irregulares, rellenos por material vítreo, que cortan a través de los planos de macla o clivaje y cubren progresivamente todo el cristal hasta formar una verdadera malla de inclusiones vítreas, secundarias, originadas por procesos de reabsorción de los cristales, Figura 8. La mayoría de los cristales cribados muestran también golfos de corrosión en las zonas más externas, a las cuales se superpone el anillo periférico ("rim") que rellena, en parte, las zonas corroídas. Estos anillos modelan la morfología externa de los cristales e incluyen numerosas y pequeñas gotas de material vítreo similar a la masa fundamental. Los microcristales (0,5-1 mm) muestran formas euhedrales, con maclas polisintéticas, delgadas, sin rasgos de zonación ni textura de reabsorción como los observados en los cristales mayores indicando la reiniciación de la cristalización en los nuevos núcleos, después del fenómeno de corrosión.

Otro fenómeno que aparece en las superficies de los minerales son estructuras nombradas aquí como "superficies calvas" o "estructuras en ojo", evidentemente son similares a un ojo alargado en su longitud mayor, sus bordes son con apariencia astillosa e irregular y en el centro se encuentra material similar al del cristal que lo contiene, por lo general, son de color amarillo y los núcleos son blancos, Figura 9.

En las cenizas volcánicas existen dos tipos de ortopiroxeno, el hipersteno, que es euhedral y con colores de pleocroísmo blancos y grises, relieve fuerte y por lo común presenta recubrimientos de vidrio volcánico, en las superficies presentan pequeños pits, alineados y algunas inclusiones de minerales opacos como esquirilas. El otro es la enstatita, se presenta en prismas largos y anchos subhedrales a veces recubiertos de vidrio volcánico pero, por lo común, con terminaciones en huso. Muchos ortopiroxenos presentan abundantes inclusiones principalmente de zircón y plagioclasa. El clinopiroxeno es una augita de color verde esmeralda, subhedral, generalmente en forma de cristales cortos y anchos, por lo común no presenta adherencias de vidrio volcánico o materia orgánica.

Tanto el hipersteno como la augita presentan estructuras esqueléticas, dentro de las cuales han quedado atrapadas inclusiones vítreas, de formas muy irregulares, con burbujas y pequeños cristales accesorios. También hay inclusiones idiomórficas de apatitos, circones y opacos, desarrolladas en cavidades de las estructuras esqueléticas a partir de fluidos residuales, atrapados. Algunos tienen aspecto cavernoso, superficies corroídas y/o recubrimientos de materiales amorfos.

En estos cristales la corrosión superficial se manifiesta en las caras de estos, como minúsculas oquedades o como pequeñas áreas con bordes irregulares, fondo plano, escasa profundidad y formas variables que modifican la superficie lisa; la corrosión de las superficies internas llega ocasionalmente a ser tan fuerte que puede producir oquedades que alcanzan todo el ancho de la cara del cristal y finalmente, su perforación, Figura 10.

En todos los casos de corrosión, tanto superficial como muy concentrada, su intensidad es mayor en los horizontes más enriquecidos en materia orgánica, lo que parece probar una fuerte correlación entre ambos fenómenos; en el caso de corrosión superficial, bastaría una circulación de sustancias húmicas o la adherencia de películas delgadas de materia orgánica para que ocurra el proceso, mientras que en el caso de la formación de cavidades, se requiere de grumos densos de sustancias orgánicas.

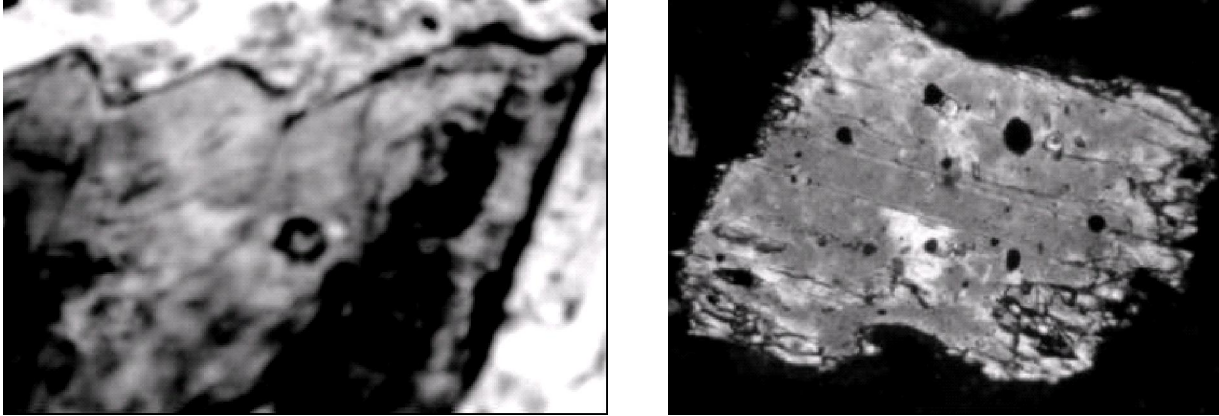


Figura 6. Acentuación del clivaje manifiesta como una estructura en huso por corrosión en un anfíbol (nicoles cruzados).

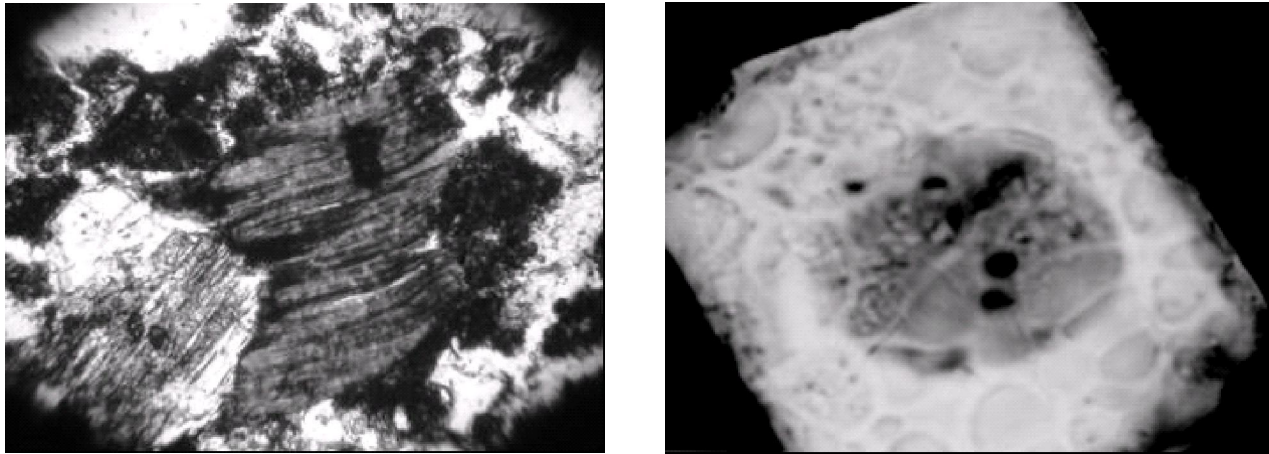


Figura 7. Cintas apiladas en una biotita y estructuras en anillo en un feldspato que invaden todo el cristal ocasionados por corrosión (nicoles cruzados).

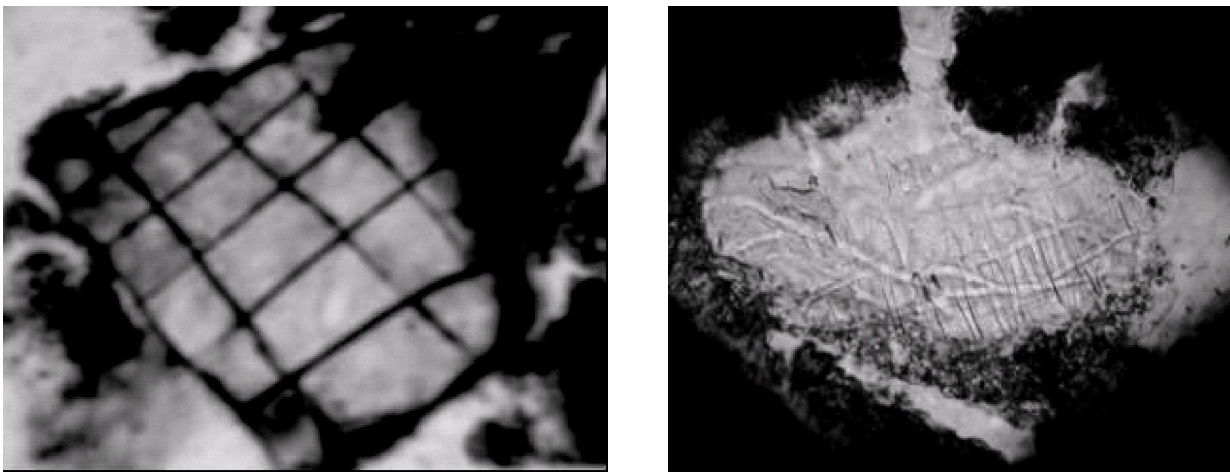


Figura 8. Textura en "criba" en plagioclasas y ferromagnesianos por corrosión.

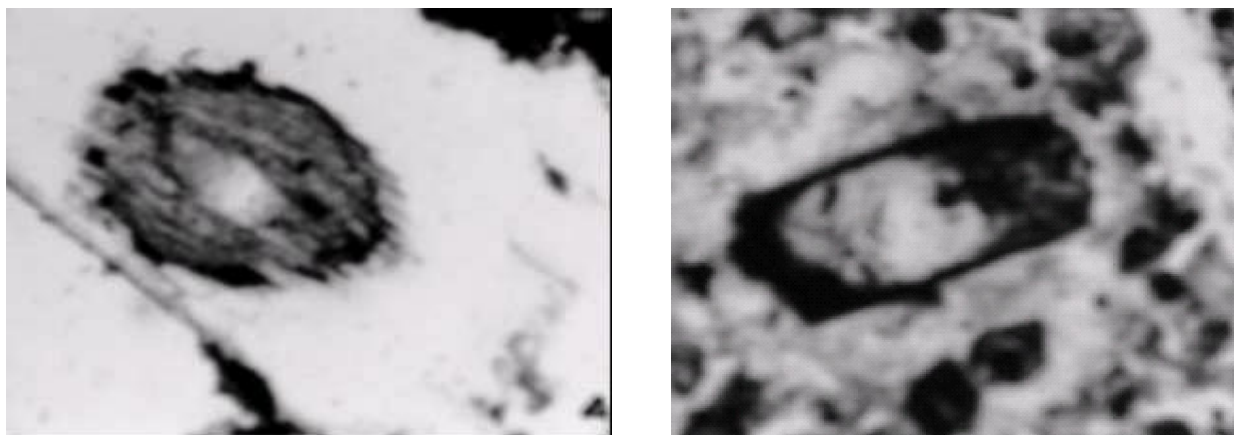


Figura 9. Estructuras en forma de "superficies calvas" o "estructuras en ojo en feldspatos (lámina de la izquierda) y anfíboles (lámina de la derecha).

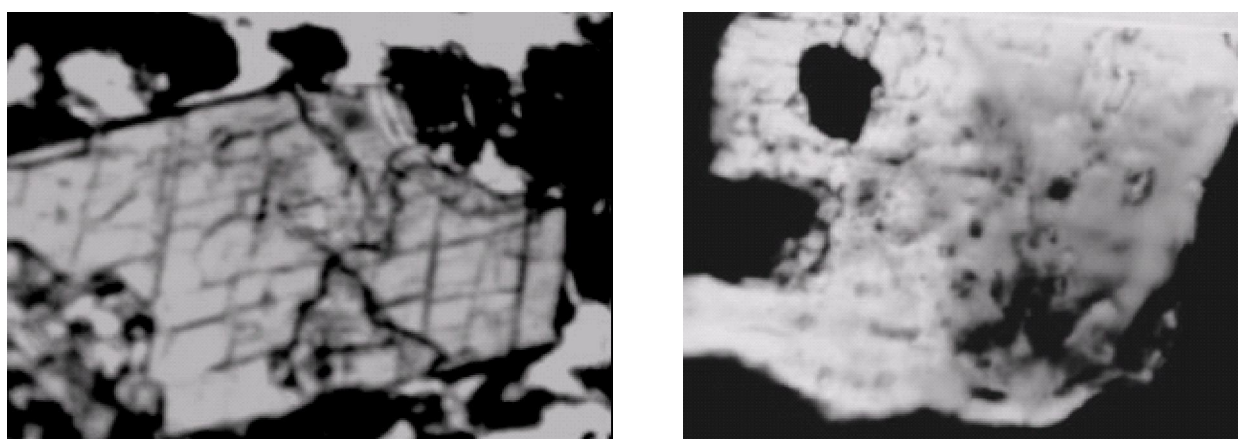


Figura 10. La corrosión produce oquedades en el cristal y su perforación.

La hornblenda es tanto verde como parda (oxihornblenda), esta última, es probable que proceda de la hornblenda verde por oxidación del hierro con pérdida de hidrógeno sin destrucción de los cristales, tal cambio ocurre en la naturaleza cuando la hornblenda común sufre una temperatura de 800°C, más o menos, en condiciones de oxidación, lo cual, es común en ciertas corrientes de lava. En general son cristales euhedrales en prismas largos cuando el color es verde cuando es parda no es tan euhedral y muchos cristales presentan terminaciones en huso.

Según Flórez (2000), la secuencia de meteorización de los minerales primarios de las cenizas volcánicas de la parte norte de la Cordillera Central de acuerdo a lo reportado por Flórez (2000), es:

Fragmentos de matriz > Feldspatos-Plagioclasas > Vidrio volcánico > Biotitas > Epidota > Ferromagnesianos (anfíboles y piroxenos) > Cuarzo > Ilmeno-Magnetita > Zircón.

Con esta secuencia Flórez (2000), estableció el Índice de Meteorización (IM) para conocer cuál es la relación de meteorización de los minerales más resistentes a la meteorización y que se calcula así:

$$IM = \frac{\text{(Sumatoria de MM)}}{\text{(Sumatoria de MR)}}$$

Donde: IM: Índice de meteorización
 MM: Minerales meteorizables: Epidota, Hornblenda, Feldespatos, Plagioclasas y Biotita
 MR: Minerales más resistentes Cuarzo, orto y clinopiroxeno, Ilmenomagnetita, Zircón.

Esta relación, da como resultado un valor para cada horizonte dentro de las secuencias, el cual se grafica y se obtiene la Figura 11. Se excluye de esta suma los vidrios volcánicos debido a que ellos constituyen una especie de pivote central de la secuencia y por lo tanto no es un buen contraste, éste índice constituye una comprobación de lo que ya habían documentado Flórez y Parra (1991).

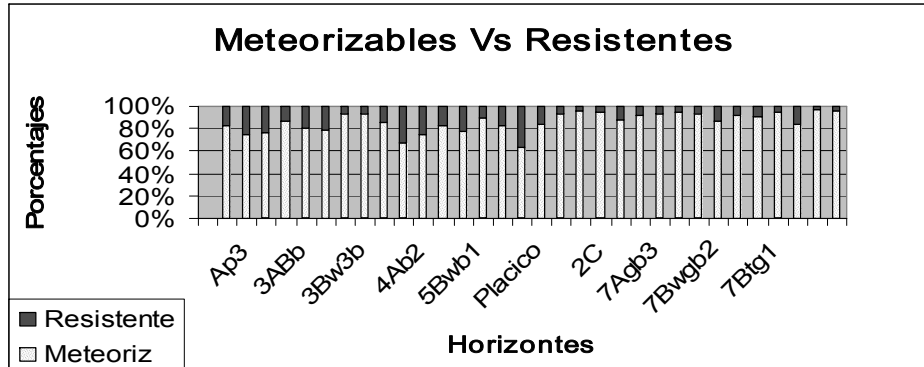


Figura 11. Proporción de minerales meteorizables versus minerales resistentes en las cenizas volcánicas en la Secuencia El Cedral.

Como minerales meteorizables se entiende aquellos que han sido fácilmente atacados por los diversos procesos volcánicos o pedogenéticos, y en los cuales, se observan las huellas o las evidencias de esos ataques, y hoy aparecen al microscopio con su estructura cristalina parcial o totalmente alterada.

Como minerales resistentes se entiende aquellos que no han sido afectados de una manera significativa, por los procesos volcánicos o pedológicos ocurridos a través del tiempo y que hoy pueden ser fácilmente reconocidos porque su estructura cristalina no se encuentra alterada. La resistencia a la meteorización depende de:

1. Tipo de mineral presente,
2. Área superficial expuesta del mineral,
3. Porosidad.

La resistencia a la meteorización de los minerales primarios se incrementa con el grado de oxígenos compartidos entre los tetraedros de Si en la celda del cristal. La unión Si-O tiene más energía de formación que Al-O y son relaciones aún más débiles las que se forman entre el O y los cationes metálicos, por ejemplo, Na⁺ y Ca²⁺. La tasa de meteorización está influenciada por:

1. La temperatura,
2. La tasa de percolación del agua,
3. El estado de oxidación de la zona de meteorización.

3.3 Meteorización Biológica

Los líquenes desempeñan un importante papel en la meteorización de los minerales, porque ellos son ricos en agentes quelatantes que atrapan los elementos de las rocas y de los minerales y los descomponen en complejos órgano-metálicos.

Como resultado de la meteorización se da la combinación y la adición de iones y moléculas al pasar de la solución de suelo a la fase sólida. En un principio, a este mecanismo se le dio poca importancia, debido a que el aluminio y el silicio en solución no parecían combinarse durante los experimentos de laboratorio. No fue sino hasta hace poco tiempo que a la cinética lenta de este tipo de reacciones se le ha puesto atención. Los experimentos que toman en consideración la reactividad lenta y que proporcionan centros de nucleación para la formación de cristales han demostrado que los minerales secundarios precipitan de las soluciones que contienen los iones constituyentes adecuados y $\text{Si}(\text{OH})_4$.

Se pensaba anteriormente que los minerales del suelo se formaban por migración diferencial de iones hacia dentro y hacia afuera de estructuras de silicato existentes. La difusión de Al^{3+} y Mg^{2+} hacia afuera de la red cristalina quedaba balanceada supuestamente por la difusión de otros iones hacia el interior de la red. Tal difusión es improbable. En la mica, por ejemplo, un catión que se difunda fuera de la coordinación octaédrica dejaría tras de sí un hueco y muchos enlaces incompletos y esta difusión estaría en contra de un gradiente enorme de potencial eléctrico. Por otro lado, el ión tendría que abrirse paso entre varios tetraedros para llegar a la superficie de la red cristalina. El catión que se difundiera desde la solución, sería atraído por el potencial eléctrico aunque también tendría que abrirse paso entre los enlaces tetraédricos. Además, el catión reemplazante tendría que ser similar en carga y tamaño al catión emigrado. También es bastante improbable que el ión que se difunda de la solución de suelo tenga el tamaño apropiado.

Los cationes comunes que están presentes en las soluciones de suelo son Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ . De este grupo, sólo el Mg^{2+} se ajusta a la configuración octaédrica. Ninguno de estos cationes ocupa normalmente una posición tetraédrica y ninguno se ajustaría a las diferencias en la composición tetraédrica entre la mica y los minerales secundarios. Las distorsiones durante esta difusión de iones deformarían considerablemente al cristal y, probablemente, originarían su ruptura total. El resultado sería más o menos la disgregación completa del mineral antes que los iones se combinaran de nuevo para formar un nuevo mineral.

La meteorización química actúa sobre los minerales, el grado de una reacción es dependiente del grado de fraccionamiento mecánico previo del material parental. Las cenizas volcánicas eluden el proceso de meteorización física que deben experimentar otros materiales parentales y son, en tal sentido, altamente eficaces para intemperizarse. Tales factores, unidos a la inestabilidad química de los vidrios volcánicos, determinan una susceptibilidad muy alta a la meteorización, esto es, al ataque químico de los líquidos que penetran en las capas de cenizas, promoviendo una rápida remoción de los productos más próximos solubles bajo adecuadas condiciones de drenaje. Naturalmente, en sitios a los volcanes activos, este fenómeno se ve parcialmente atenuado debido a que hay un suplemento continuo de cenizas frescas o "un suplemento continuo de bases".

La formación de minerales secundarios por sustitución de iones entre la solución de suelo y un sólido existente, produce algunos silicatos laminares secundarios de relación 2:1 por cambios en la fase sólida de los fragmentos de mica, derivados directamente de los minerales de las cenizas volcánicas, por ejemplo, la mica hidratada, es un producto de la meteorización química como de la disgregación mecánica de la mica (biotita), Figura 12.

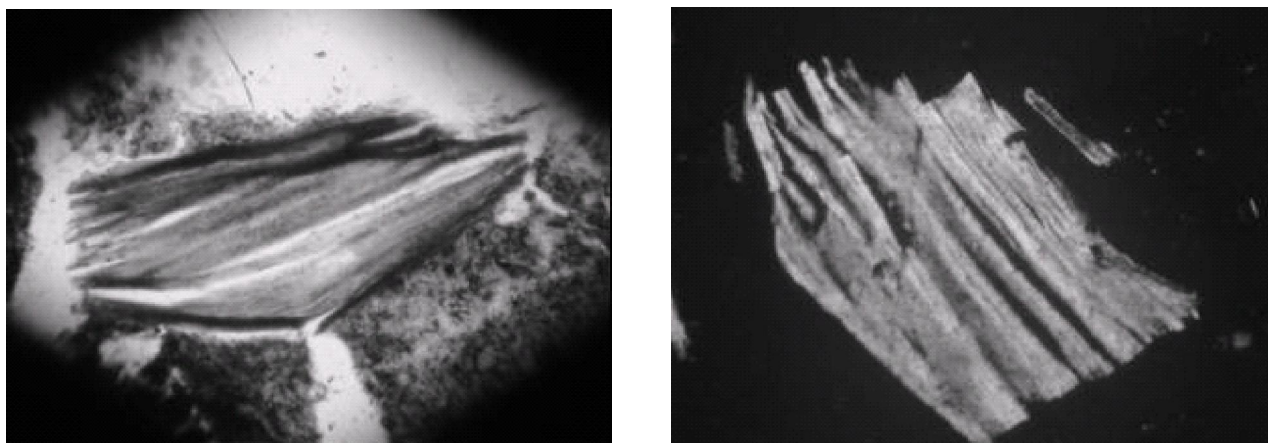


Figura 12. Disgregación mecánica de la mica (biotita) por hidratación.

Muchas veces la meteorización afecta severamente la estructura cristalina de los minerales y se forman no propiamente minerales de neoformación sino que el mineral cambia su estructura como en el caso de las "seudobiotitas" (biotitas y/o micas hidratadas que presentan un avanzado estado de alteración) o cambian su color ámbar a incoloro, dicho proceso comienza desde el centro hacia la periferia, algunos de estos presentan diversos estados de meteorización, al final de ella pueden ser totalmente incoloros e isotrópico pasando, posiblemente, a vermiculita.

Son comunes los cristales de biotitas con bordes corroídos y con variedades específicas en el color desde pardo rojizo, pardo amarillento, pardo verdoso, verdosa, ocre, ámbar, amarillo pálido, blanco amarillento e incolora; en el mismo orden del color su forma desde euhedral hasta amorfa, también a esto se asocian las imperfecciones en las superficies desde caras completamente lisas hasta rugosas y con recubrimientos. La mica hidratada se puede transformar vermiculita, montmorillonita o clorita. El proceso es pues la difusión hacia afuera del K^+ procedente de entre las redes cristalinas y una reducción posterior o simultánea de la carga dentro de la red cristalina.

En las cenizas volcánicas los cristales de plagioclasa sódica (An entre 30 y 50), tipo andesina u oligoclasa, es incolora, algunos cristales son poco hialinos y/o con leves recubrimientos de material amorfo de aspecto arcilloso pardo y/o negro. Superficialmente presentan caras estriadas y con aspecto como de "resecamiento" o "agrietamiento" que dan la impresión de haber sufrido un cambio brusco de temperatura, Figura 13. Es común observar granos con una marcada meteorización que comienza desde el borde e invade lentamente el cristal, convirtiéndolo en un grano amorfo difícil de identificar; muchos cristales presentan terminaciones en huso y bordes irregulares. Estos cristales presentan caracteres potásicos ($n < b$, euhedral, macla incipiente de Carlsbad monoclinicos zonados) lo que los llevaría a ser clasificados posiblemente como una ortosa, o sanidina.

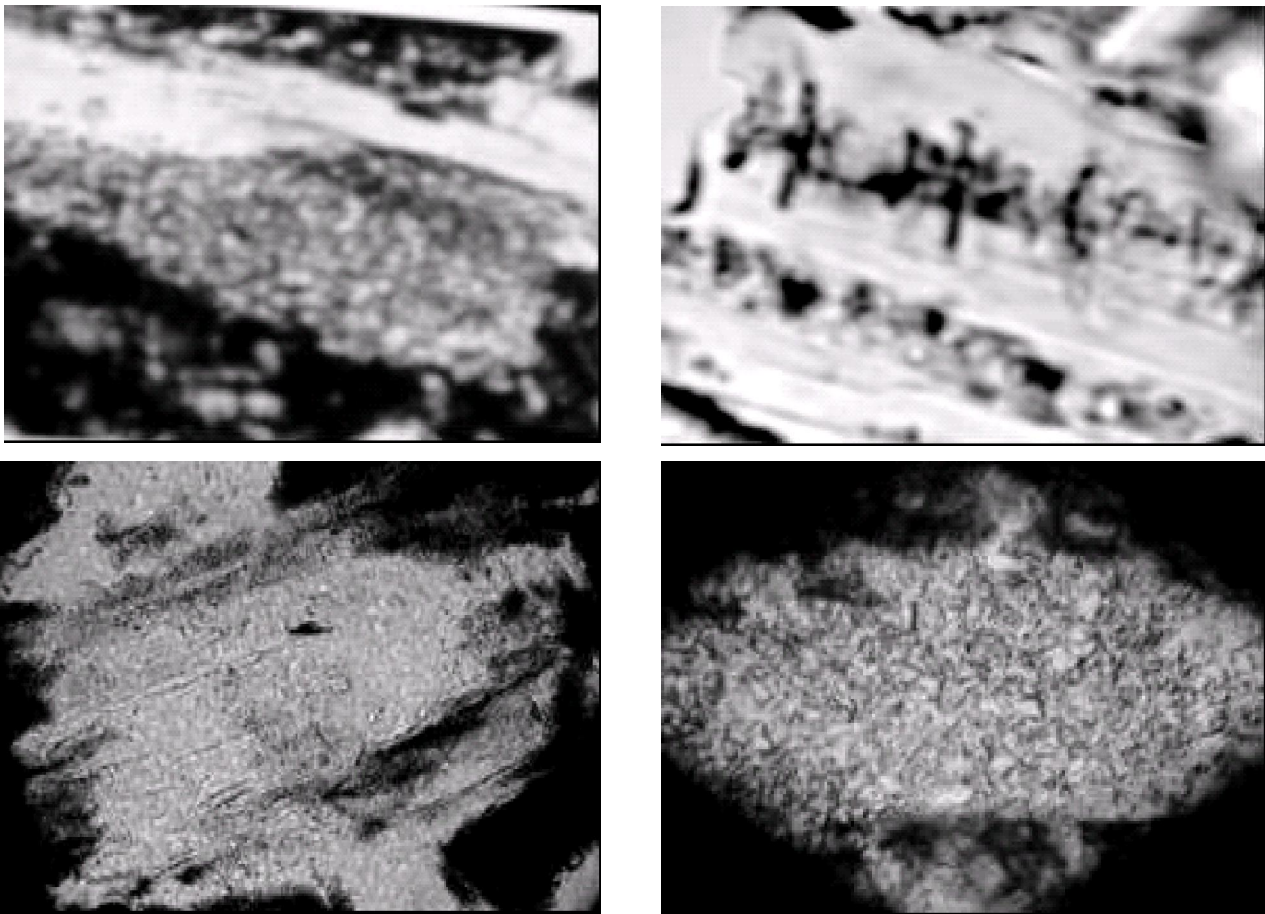


Figura 13. Cristales de plagioclasa altamente meteorizados (algunos minerales de neoformación como sericita o superficies totalmente corroídas), minerales presentes en los suelos de la Secuencia El Cedral.

El cuarzo es hialino bipiramidal (birrombohedral); ocasionalmente presenta superficies corroídas y algunos pequeños huecos muy redondeados y sin rellenar, a veces alineados, conocidos como "pits". Escasas inclusiones de otros minerales o fluidas, lo mismo que inclusiones de otros minerales es preferentemente de opacos. Muchos cristales se encuentran embebidos o adheridos al vidrio volcánico en este caso incoloro y de aspecto cavernoso; generalmente, no presenta recubrimientos, cuando los tienen son pardos y de aspecto terroso.

La Ilmeno-Magnetita presenta color negro, son euhedrales, a veces tienen en sus superficies pits y, por lo general, están asociados a los fragmentos de matriz o como inclusiones en algunos cristales de ortopiroxeno. Muchos de estos cristales presentan superficies estriadas con "pits", algunos granos huecos concéntricos de mayor tamaño que los "Pits" y adherencias y/o recubrimientos de vidrio volcánico incoloro y cavernoso.

La meteorización de las cenizas volcánicas puede conducir a la formación de diversos minerales secundarios. En los suelos jóvenes predominan minerales amorfos como la alófana, la imogolita y en los suelos maduros la haloisita (metahaloisita). En adición, la alófana y la haloisita, podrían formar parte de las arcillas de los suelos de cenizas volcánicas. Se conoce la existencia de imogolita, caolinita, gibsitita, montmorillonita, palagonita, diversos óxidos de Fe, Al, Ti y Si amorfos y cristalinos y otras especies menos importantes.

La formación de los minerales secundarios ha sido razonada a partir de la meteorización de los vidrios volcánicos, los feldespatos, los silicatos básicos (olivinos, anfíboles, piroxenos) y el cuarzo. Los vidrios volcánicos han sido considerados en conjunto, sin establecer diferencias cualitativas entre ellos aceptando la condición de que, aunque su calidad impone diferencias en el grado de meteorización, los productos tienden a ser iguales, un criterio semejante se siguió para los minerales de silicatos básicos. Flórez (2004), estudia la meteorización física y química de los fragmentos de matriz y de los vidrios volcánicos (incolores y coloreados) pertenecientes a la zona Norte de la Cordillera Central de Colombia, a través de una disolución selectiva con ácido húmico, agua acidulada y ácido oxálico a pH 5.0. La solubilidad de estos tres materiales la evaluó a través de la medida de dos variables maestras: pH y conductividad eléctrica (CE) y, de tres variables de control: aluminio (Al), silicio (Si) y hierro (Fe). Dentro de los resultados se destaca que son los fragmentos de matriz (FM) los que presentaron mayor superficie específica, mayor superficie de reacción, mayor número de rasgos de alteración superficial y produjeron mayores cantidades de iones de Al^{3+} , Si^{4+} y Fe^{3+} (72%), seguido por los vidrios volcánicos coloreados en un 23% y luego por los vidrios volcánicos incoloros en un 5%.

En los tres materiales volcánicos (vidrios coloreados e incoloros y fragmentos de matriz) a medida que transcurrió el tiempo de disolución en los tres reactivos, el efecto sobre las superficies, formas y bordes, fue muy agresivo. En los se evidenciaron mayores marcas o rasgos de alteración mientras que en los vidrios volcánicos sólo se manifestaron a partir del segundo ciclo y fueron, por lo general, leves, principalmente en los vidrios volcánicos incoloros. El 90% de los datos se localizaron dentro del campo de estabilidad de la alófana/imogolita a pH entre 6.0-7.2 y a una actividad del H_4SiO_4 entre 10^{-3.2}-10^{-4.8}; un 7% de los datos se localizaron en el campo de estabilidad de la haloisita cuando el pH disminuyó y la actividad del H_4SiO_4 aumentó; el 3% de los datos lo hicieron en el campo de estabilidad de la gibsitita, cuando disminuyó la actividad del H_4SiO_4 . Esto significa con los tres materiales están las condiciones dadas para que se forme imogolita (alófana/imogolita).

De los tres reactivos utilizados el ácido húmico (AH) fue el reactivo que más extrajo Al, Si y Fe, luego lo hizo el ácido oxálico (AO) y por último, el agua acidulada (AA). En ninguna de las reacciones los sistemas alcanzaron el equilibrio. Los procesos de disolución estuvieron gobernados por reacciones de primer orden durante el primer ciclo y de segundo orden en el segundo y tercer ciclos.

Los rasgos más dominantes en los fragmentos de matriz y en los vidrios volcánicos coloreados e incoloros luego de la disolución se presentan a continuación:

Características de los Bordes

Lisos:

Muchos vidrios volcánicos incoloros conservan bordes lisos sin evidencia de ser alterados por el proceso de disolución; éstos se observan tanto en las poblaciones de granos antes de ser sometidos a la disolución como en poblaciones sujetas a la disolución. En los vidrios volcánicos y en los fragmentos de matriz es menos común, Figura 14a.

Redondeados:

Algunos bordes se redondean y se vuelven curvos tanto en su sentido más longitudinal como en el sentido volumétrico. Son muy frecuentes en los vidrios volcánicos incoloros y en los vidrios volcánicos coloreados, en los cuales, se visualizan bien cuando las vesículas antes ocupadas por zeolitas, exhiben su forma, una vez que ésta se ha disuelto completamente. Estos bordes redondeados también se manifiestan por el proceso de disolución que pule superficies, Figura 14b.

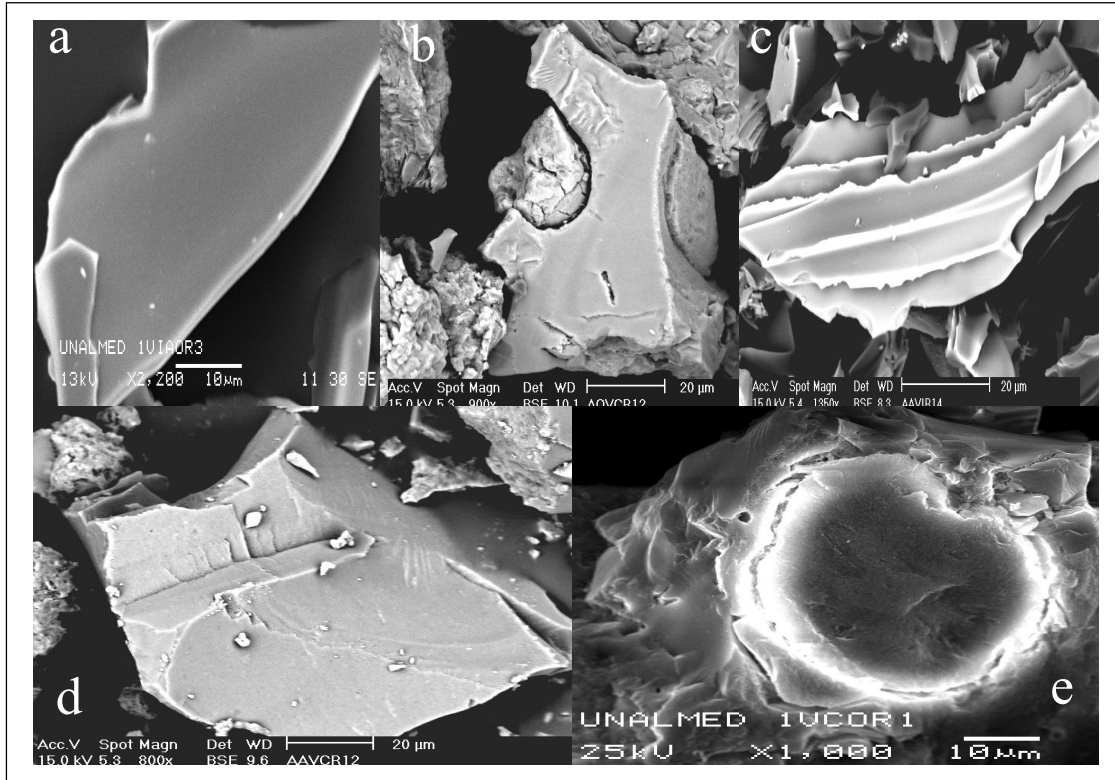


Figura 14. Características de los bordes después de la disolución por efectos del AH, el AA y el AO.
a: bordes lisos; b: bordes redondeados; c: bordes dentados; d: bordes angulosos; e: anillos de hidratación.

Dentados o Aserrados:

Son bordes en forma de "dientes de tiburón", pequeños y con terminaciones en huso, muy comunes en los vidrios volcánicos incoloros. Se evidencian mejor a medida que avanza la alteración, Figura 14c.

Angulosos:

Son bordes con terminaciones muy pronunciadas y bastante irregulares, frecuentes en los tres materiales, en los cuales se comienza a observar desde el inicio de la disolución, Figura 14d.

Anillos de hidratación: Frecuentes en los vidrios volcánicos coloreados, en los cuales se localizan alrededor de vesículas pero también se observan en los bordes de los vidrios volcánicos incoloros y esta es una evidencia del estado de hidratación avanzado, Figura 14e.

Características de la Fractura:

Concoidea: Muy bien desarrollada en los vidrios volcánicos incoloros y en los fragmentos de matriz, Figura 15a.

Irregular: Muy bien desarrollada en los tres materiales, Figura 15b.

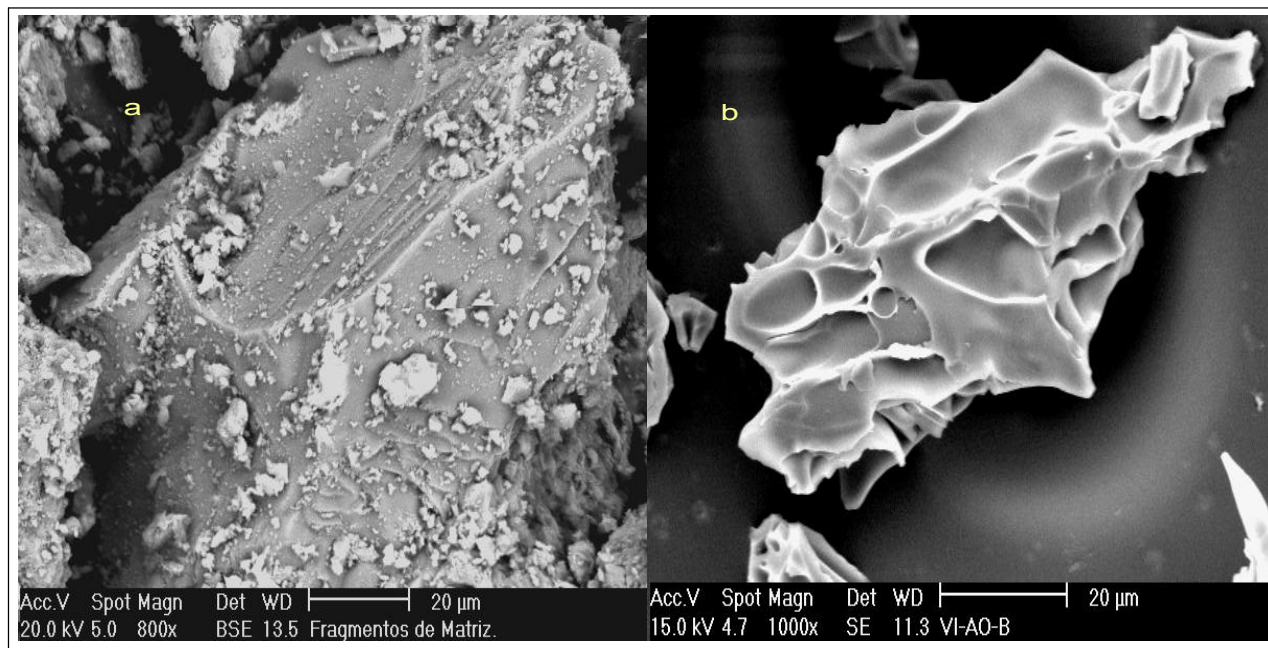


Figura 15. Características de la fractura después de la disolución por efectos del AH, el AA y el AO.
a: concoidea; b: irregular.

Características de las Superficies:

Lisas:

Sin huellas de disolución, Figura 16a.

Corroídas:

Superficies totalmente alteradas por el proceso de disolución, muy común en los fragmentos de matriz y en los vidrios volcánicos coloreados, menos frecuente en los vidrios volcánicos incoloros en ellos solo se presenta cuando la disolución es muy avanzada, Figura 16b.

Pulverulentas:

Con una cubierta de polvo diminuta. Es muy común en los tres materiales, principalmente en el estado previo a la disolución, Figura 16c.

Acanaladas:

Con surcos longitudinales. Muy comunes y frecuentes en los fragmentos de matriz y en los vidrios volcánicos coloreados, ellas se acentúan y profundizan a medida que avanza la alteración de estos, Figura 16d.

Escamosas:

Con estructura en forma de escamas, se ve como pequeñas escamas ligeramente redondeadas y dispuestas unas cercanas de las otras, son muy frecuentes en los fragmentos de matriz y en los vidrios volcánicos coloreados, se visualizan bien en un avanzado estado de alteración. No se observaron en los vidrios volcánicos incoloros, Figura 16e.

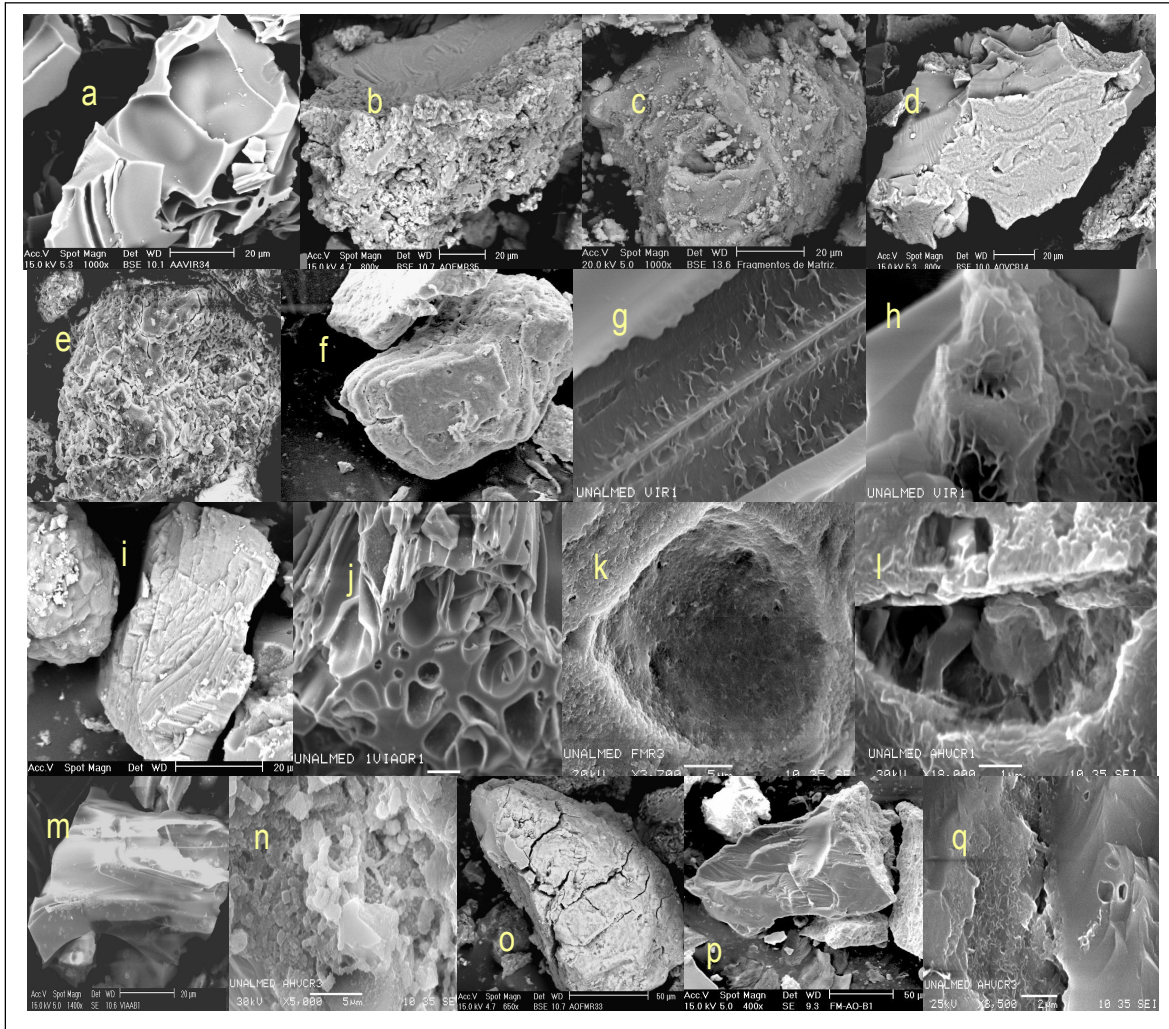


Figura 16. Características de las superficies después de la disolución por efectos del AH, el AA y el AO. a: lisas; b: corroídas; c: pulverulentas; d: acanaladas; e: escamosas; f: descamadas; g: especuladas; h: alveoladas; i: reticuladas; j: foveoladas; k: con cráteres; l: surcadas; m: punctadas; n: verrugadas y/o granuladas; o: ruminadas; p: estriadas; q: fenestradas.

Descamadas:

Es muy similar a la escamosa pero en este caso el grano alterado va descascarando en forma de una "cebolla de huevo", es muy frecuente en los fragmentos de matriz y en los vidrios volcánicos coloreados. Es muy evidente en un avanzado estado de alteración. No se observo en los vidrios volcánicos incoloros, Figura 16f.

Especuladas:

Con cristales o apéndices espiciformes muy pequeños y superficiales. Es posible que esta textura superficial corresponda a un intercrecimiento de un mineral de neoformación, el cual fue imposible identificar por microscopia electrónica. Se observo solo en los vidrios volcánicos incoloros, Figura 16g.

Alveoladas:

Con depresiones en forma de panal o a un "nido de abejas". Es posible que esta textura superficial corresponda a un intercrecimiento de un mineral de neoformación, el cual fue imposible identificar por microscopia electrónica. Se observo solo en los vidrios volcánicos incoloros, Figura 16h.

Reticuladas:

Semejante a una redcilla de escaso relieve, muy frecuente en las superficies de los fragmentos de matriz y común en la de los vidrios volcánicos coloreados y observable a partir del segundo ciclo de disolución, esta superficie reticulada se enfatiza a medida que avanza el proceso de disolución o alteración. No se observo en los vidrios volcánicos incoloros, Figura 16i.

Foveoladas:

Con marcas en forma de pequeños hoyuelos circulares o alargados. Formada por el tipo de magma y el cambio brusco de temperatura al ser eyectado. Con la disolución estos foveolos aumentan su tamaño, sus paredes se adelgazan y ocasionalmente se rompen, quedando intercomunicados varios foveolos, son muy comunes en los vidrios volcánicos incoloros, Figura 16j.

Con Cráteres:

Se manifiesta a través de huecos abiertos, profundos o superficiales, subredondeados, con bordes corroídos o lisos, bastante frecuentes en los vidrios volcánicos coloreados, en los cuales quedan como consecuencia de la disolución de las inclusiones de zeolitas. Estas superficies se observan en un avanzado estado de alteración, Figura 16k.

Surcadas:

Con depresiones largas y Acanalada. Es muy común en los fragmentos de matriz y en los vidrios volcánicos coloreados. En los fragmentos de matriz esta estructura fue observada después del 1er. Ciclo de disolución y en ella se pudo diferenciar algunos cristales acidulares, posiblemente de rutilo. En los vidrios volcánicos coloreados esta estructura se observó después de una alteración intensa, Figura 16l.

Punctatadas:

Numerosos puntos o depresiones muy pequeñas. Frecuente en los fragmentos de matriz y en los vidrios volcánicos coloreados, menos común en los vidrios volcánicos incoloros en los cuales solo fue observada después de un avanzado estado de alteración, Figura 16m.

Verrugadas - Botroidales o Ampolladas:

En forma de huevos de pez o de estructura parecida a ampollas. Es una estructura muy común en los vidrios volcánicos coloreados y en los fragmentos de matriz. Se forma por el intercrecimiento de numerosas partículas redondeadas que se localizan muy próximas unas de otras dando la apariencia de verrugas. Aparecen después de un avanzado estado de alteración, Figura 16n.

Granuladas:

Con pequeños granos redondeados o subredondeados o ligeramente rectangulares. Muy frecuente en los vidrios volcánicos coloreados y en los fragmentos de matriz, menos común en los vidrios volcánicos incoloros, después de avanzado estado de alteración, Figura 16ñ.

Ruminadas:

Son profundas grietas que se inician en la superficie y se van profundizando hasta ocasionar la fragmentación de este. Es muy común en los vidrios volcánicos coloreados y en los fragmentos de matriz, estas grietas van creciendo a medida que avanza el proceso de disolución, después de un avanzado estado de alteración, en el grano producen la desintegración de este. No se observan en los vidrios volcánicos incoloros, Figura 16o.

Estriadas:

Con rayas longitudinales. Es muy común en los tres materiales y acompaña siempre la fractura concoidea. Se hace muy evidente con el proceso de disolución, Figura 16p.

Fenestradas:

Con marcas en forma de pequeños hoyuelos o Pits. Muy común en los vidrios volcánicos coloreados y en los fragmentos de matriz y escasos en los vidrios volcánicos incoloros, en los cuales, su cantidad produce la estructura punctatada descrita antes y solo se presenta en un avanzado estado de alteración, Figura 16q.

4. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Besoain, M. E., 1969. Mineralogía de las arcillas de los suelos derivados de ceniza volcánica. En: Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina; Turrialba, Costa Rica, 6-13 de Junio, pp. B1.1-B1.13.
- _____, 1972. Mineralogía de las arcillas de los suelos derivados de ceniza volcánica. En: Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina; Turrialba, Costa Rica, 6-13 de Junio, pp. B1.1-B1.13.
- Dahlgren, R.A., et al, 1991. Soil-forming processes in Alic Melanudands under Jpanese pampas grass and oak. En: Soil Science Society of America Journal. Vol. 55 (1991). pp. 1049-1056.
- _____, Ugolini F.C. and Casey W.H., 1999. Field weathering rates of Mt St. Helens tephra. In: Geochimica et cosmochimica Acta. Vol.63 No. 65 pp587-598. Elsevier Science Ltda.
- Fieldes, M., 1955. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part. 2: Allophane and related minerals colloids. New Z.J. of sci. and Techn. B. Wellington 38(6): pp. 533-570.
- Flórez M. M. T. 2004. Meteorización experimental de los fragmentos de matriz y los vidrios volcánicos. Tesis Ph D. en Suelos y Aguas. Universidad Nacional de Colombia. Sede Palmira. 210 P.
- _____, 2000. Génesis de suelos y paleosuelos Andicos a partir del estudio de pedocomponentes. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia. 190 P.
- _____, 1987. Suelos derivados de Ceniza Volcánica, Sonsón, La Unión y San Diego. Trabajo de Grado. Ingeniera Geóloga. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 287 P.
- _____. y Parra S. L.N., 1992. Características texturales en los componentes de las tefras del Norte de la Cordillera Central de Colombia In: Boletín Ciencias de la Tierra No. 11 pp. 81-104.
- Gasser, U.G, Juchler S., Sticher, H., 1994. Chemistry and Speciation of soil water from serpentinitic soils: Importance of colloids in the transport of Cr, Fe, Mg and Ni. Soil Science, 158, No 5.
- _____, Dahlgren, R., Ludwig, C., Lauchli, A., 1995. Release kinetics of surface-associated Mn and Ni in serpentinitic soils: pH effects. Soil Science, 160, No. 4.
- González L., Parra S. y Flórez M. T., 1991. Lito y pedostratigrafía preliminar para las tefras del Norte de la Cordillera Central Colombiana. En: Boletín de Ciencias de la Tierra. Vol. 10., pp. 41-75
- _____. 1993. Andisoles fósiles en el Norte de Colombia. In: Revista Suelos Ecuatoriales. Vol. 23 (1,2): pp. 31-44.
- Goldich, S.S., 1938. un estudio en el rock-meteorización: Diario de Geología 46: pp. 17-58.
- Jaramillo J. D., 2000. Los suelos derivados de los materiales piroclásticos de la Secuencia El Cedral, en el altiplano de San Félix, Salamina, Caldas. 28 P. En: <http://www.docstoc.com/docs/3180823/LOS-SUELOS-DERIVADOS-DE-LOS-PIROCLASTOS-DE-LA-SECUENCIA-EL>
- _____. Zapata R. y Arias A., 1998. Los suelos derivados de los materiales piroclásticos de la Secuencia El Cedral, en el altiplano de San Félix, Salamina, Caldas. 22 P. En: <http://www.google.com.co/search?hl=es&&sa=X&ei=j3EWTPPdDIa0lQf6lMmCDA&ved=0CBMQBSgA&q=JARAMILLO+J.+2000%3A+Los+suelos+derivados+de+los+materiales+piroclasticos+de+la+Secuencia+El+Cedral,+en+el+altiplano+de+San+Felix,+Salamina,+Caldas.&spell=1>

- Jeng, A.S., 1992. Weathering of some Norwegian alum shales, II Laboratory simulations to study the influence of aging, acidification and liming on heavy metal release. *Acta Agric. Scand.* 42:76.
- Kaupenjohann, M., Wilcke, W., 1995. Heavy Metal Release from a Serpentine Soil Using a pH-Stat Technique. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: pp. 1027-1031.
- Luna Z., 1984: Características de algunos suelos de Sabana del Norte de Colombia. En: *Revista Suelos Ecuatoriales*. Vol. XIV No. 1 pp.111-117.
- Malagón, D., et al, 1995. Suelos de Colombia: Origen, evolución, clasificación, distribución y uso. IGAC. Bogotá. 632 P.
- _____, 1995. Suelos de Colombia. Origen, evolución, clasificación, distribución y uso. Santa Fe de Bogotá. pp. 552-565.
- _____, 1991. Génesis y taxonomía de los Andisoles Colombianos. En: *Revista Investigaciones, IGAC. Subd. Agrol.* Vol. 3 No. 1 Bogotá. 118 P.
- Nanzyo, M.; R. Dahlgren and S. Shoji., 1993. Chemical characteristics of volcanic ash soils. In: *Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization. Developments in Soil Science 21.* Elsevier. Amsterdam. pp: 145-187.
- Nahon D.B., 1991. La introducción al Petrología de Tierras y Meteorización del Químico. John Wiley & los Hijos, Inc. Nueva York.
- Parra, L. N.; L. H. González y M. T. Flórez., 1991. Lito y pedostratigrafía preliminar para las tefras del norte de la cordillera central colombiana. *Boletín de Ciencias de la Tierra* 10: pp. 41-73.
- Parfit, R., 1985. The nature of andic and materials. In: *Proceedings of the Sixth 1 national Soil Classification Workshop Papers.* Santiago de Chile: Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. pp. 21-39.
- _____, y Kimbi, E, J.M., 1989. Conditions formation of allophane it soils. En: *Sciejice Society American Journal.* Vol (1989); pp. 971-977.
- Pedro, G., 1964. Contribution a l'étude expérimentale de l'alteration géochimique des roches cristallines. Tesis doctoral. Paris. 344 P.
- Pedro, G, Iñiguez, J., 1967. Recherches sur le rol de la roche mère dans l'ateration provoquée en conditions acides. *Science du sol*, 1, pp. 93-111.
- Pulford, I.D., Kimber, A.J., Duncan, H.J., 1983. Leaching of metals from acidic colliery spoil. En: *Heavy Metals in the Environment, Int. Conf. in the environment, Heidelberg, Vol. 2,* 1001.
- Roberts, B.A., 1980. Some chemical and physical properties of serpentine soils from western Newfoundland. *Can, J. Soil Sc.* 60:231.
- Senkayi, A.L., Dixon, J.B., Hosner, L.R., 1981. Simulated weathering of lignit overburden shales from Northeast Texas. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 982.
- Senkayi, A. J. J., 1997. Clay mineralogy of poorly drained soils developing from serpentinic rocks. Ph. D. thesis. Univ. California, Davis. Ca.
- Shoji S., 1983. Mineralogical properties of volcanic ash soils. In: N. Yoshinaga (Editor), *Volcanic ash soil. Genesis, Properties, Classification.* Hakuyusha, Tokyo, pp. 31-72.
- _____, T. Takahashi, T. Ito and C.L. Ping., 1988. Properties and classification of selected volcanic ash soils from Kenai Peninsula, Alaska. *Soil Sci.* 145: pp. 395-413.
- _____, R. Dahl G. and M. Nanzyo., 1993. Genesis of volcanic ash soils. In: *Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization. Developments in Soil Science 21.* Pp. 37-71. Elsevier.
- Swindale, L.D., 1965. The properties of soils derived from volcanic ash. Meeting on class, and corr of soils from volcanics ash. *FAO. Report, Rome* 14: pp. 53-55.

Wildman, W.E., Jackson, M.L., Whittig, L.D., 1971. Iron-rich montmorillonite formation in soils derived from serpentinite. Soil Sci. Soc. Am Proc. 32: 787.

Wada, K., 1977. Amorphous clay constituents of soils. Adv. Agron. 26:211-260.

Yamada I., and S. Shoji., 1982. Alteration of volcanic glass of recent Towada ash in different soil environments of Northeastern Japan. In: Soil Science. Vol. 135, No. 5. Pp. 316-321.