

OBSERVACIONES PRELIMINARES SOBRE LA
ALTERACION EN LOS SUELOS FERIALITICOS SOBRE
MATERIALES VOLCANICOS (ISLAS CANARIAS)

por

A. RODRIGUEZ RÓDRIGUEZ *, N. FEDOROFF **, M. L. TEJEDOR SALGUERO *
y E. FERNANDEZ-CALDAS *



PUBLICADO EN
ANALE DE EDAFOLOGIA Y AGROBIOLOGIA
Tomo XXXIX, Núms. 11-12 — MADRID, 1980

OBSERVACIONES PRELIMINARES SOBRE LA ALTERACION EN LOS SUELOS FERIALITICOS SOBRE MATERIALES VOLCANICOS (ISLAS CANARIAS)

por

A. RODRIGUEZ RODRIGUEZ *, N. FEDOROFF **, M. L. TEJEDOR SALGUERO *
y E. FERNANDEZ-CALDAS *

SUMMARY

PRELIMINARY OBSERVATIONS ON WEATHERING IN FERIALITIC SOILS ON VOLCANIC MATERIALS (CANARY ISLANDS)

Morphological changes due to the weathering of the main mineral species present in fersiallitic soils on volcanic materials (Canary Islands), are studied by polarising microscope.

Two alteration sequences are given for volcanic glass depending on the weathering conditions, determined by percolating water regimes.

Feldspars alteration (sanidine and plagioclase) leads in its last step to the apparent total leaching of the mineral.

Olivines undergo a peripheric alteration into iddingsite, and augites and hornblendes into goethite and hematites.

INTRODUCCIÓN

El estudio del perfil de alteración en un suelo nos proporciona una serie de datos de interés, tanto desde el punto de vista práctico como teórico.

El análisis de la alteración física o química de los minerales primarios que existen en el suelo o en las rocas a partir de las que se desarrollan, nos da una buena información sobre las condiciones externas bajo las que ha evolucionado dicho suelo, así como de su grado de evolución.

Además la alteración química de los minerales primarios es de gran interés en el desarrollo de la fertilidad del suelo.

Estos minerales no sólo suministran los elementos químicos necesarios para el desarrollo de las plantas, sino que también conducen a la formación de minerales secundarios, arcillosos o amorfos, que juegan un importante papel en la fertilidad física y química del suelo (M. J. Wilson, 1975).

* Departamento de Edafología. Universidad de La Laguna (Tenerife).

** Institut National Agronomique, 78850 Grignon (FRANCIA).

Varios autores han estudiado el grado de alteración de suelos, minerales o rocas desde un punto de vista químico, mediante la utilización de los llamados índices de alteración.

Estos índices se basan en la movilidad relativa de los cationes liberados durante la alteración, ya que generalmente se considera que la sílice y las bases se pierden rápidamente por lixiviación, mientras que los óxidos de aluminio, hierro, titanio y manganeso tienden a acumularse en el medio de alteración. Los índices más usados son el «weathering index of Parker» (WIP) (A. Parker, 1970) y el «rock alteration index» (RAI) (H. Eswaran et al., 1973).

Otros autores estudian la alteración de los minerales primarios, bajo un aspecto puramente morfológico y mineralógico, definiendo las diferentes secuencias de alteración de los minerales, bajo las distintas condiciones ambientales en que ésta se produce (J. Delvigne, 1965, 1970; F. Seddoh, 1970; J. Delvigne et al., 1973; A. Ferrari et al., 1973; Y. Chatelin, 1974; J. Delvigne et al., 1975; N. Fedoroff, 1976, etc.).

Con este trabajo hacemos unas observaciones generales sobre las secuencias de alteración de los minerales primarios más frecuentes en los suelos fersialíticos desarrollados sobre materiales volcánicos (sanidina, plagioclasas, olivino, augita y hornblenda basáltica), basándonos en el estudio al microscopio polarizante de cortes delgados de suelos y rocas.

Las condiciones ecológicas en que se produce esta alteración han sido definidas en trabajos anteriores (N. Fedoroff et al., 1977, A. Rodríguez Rodríguez et al., 1978 a, b, c, d).

TÉCNICAS EXPERIMENTALES

La preparación de las láminas delgadas se hizo mediante la impregnación de las muestras, una vez secas, con una resina sintética y un disolvente adecuado (Acetona), a los que se les añade un catalizador y un acelerador al cobalto.

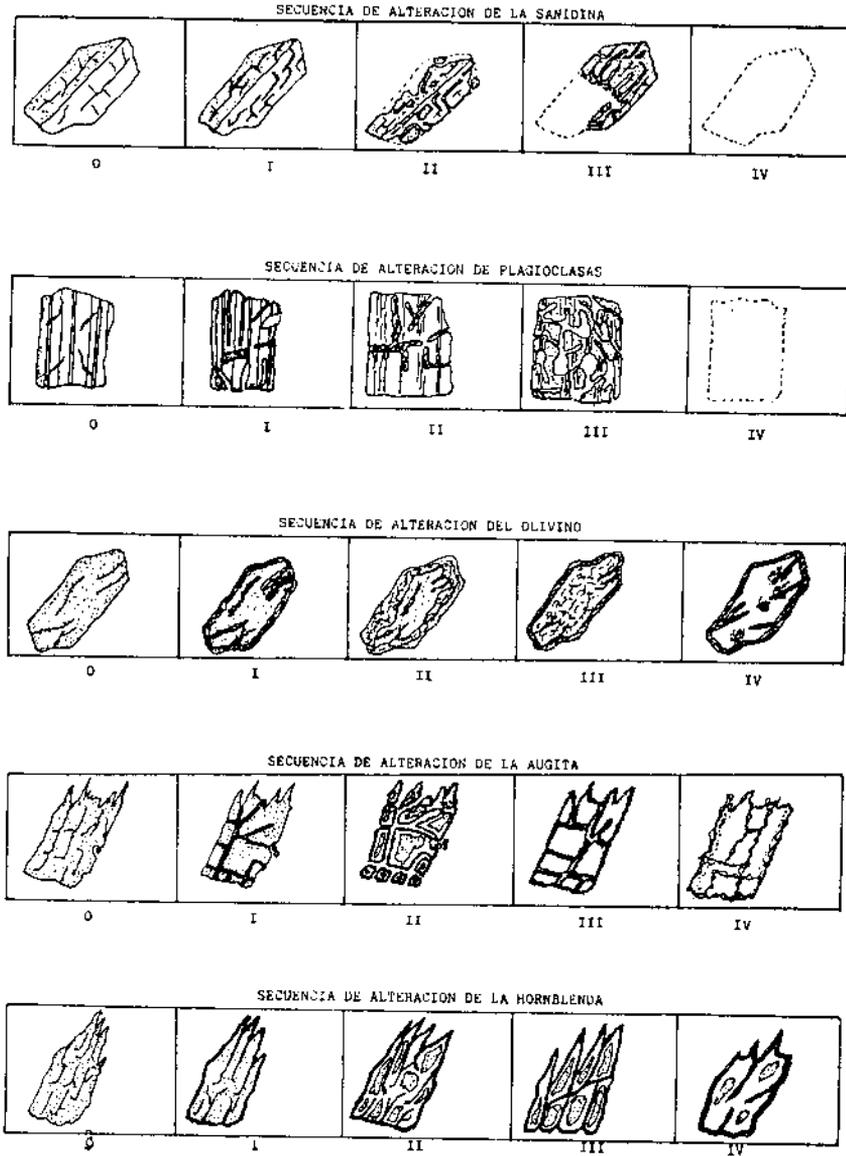
El cortado y pulido de estas muestras se realizó siguiendo las técnicas usuales en el laboratorio del INA de Grignon (Francia), (S. Jézequel, 1971).

El estudio al microscopio óptico de las láminas delgadas se llevó a cabo en un microscopio polarizante Ortholux-Leitz, equipado con un dispositivo fotográfico automático Orthomat-Leitz.

MORFOLOGÍA DE LA ALTERACIÓN DE LOS FELDESPATOS (Fig. 1)

Aunque se conocen con mucha precisión, los procesos de la alteración de los feldespatos, desde el punto de vista químico y mineralógico, poco se sabe acerca de los cambios morfológicos que esta alteración implica en la estructura del mineral.

FIG. 1



En materiales basálticos, bajo un clima tropical o ecuatorial, los productos finales de la alteración de los feldspatos varían mucho en su naturaleza, dependiendo principalmente de la cantidad y velocidad de percolación de las soluciones. En general se ha observado (J. Delvigne, 1970; J. Delvigne et al., 1973; J. Cady, 1973, etc.) que en medios bien drenados, con ayuda de una pluviometría suficiente, las bases y la sílice se eliminan en su totalidad, de manera que la transformación de los feldspatos se hace directamente a gibsita.

En las zonas altas y medias del paisaje las bases se eliminan en su totalidad, mientras que la lixiviación de la sílice es más lenta y progresiva que en el caso anterior; en este caso la destrucción de la red feldespática se caracteriza por la aparición de una fase amorfa, previa a la cristalización de la gibbsite.

En la parte baja de las pendientes, permanentemente bañadas por la capa freática y en medios enriquecidos en sílice por la puesta en solución de la misma en las partes altas y medias del paisaje, se produce la formación directa de la caolinita a partir de los feldespatos (H. Eswaran, 1972).

H. Eswaran et al., 1971, han observado en regiones tropicales de pluviometría semejante, que en los Inceptisoles situados en una zona donde la escorrentía es elevada y, por tanto, muy baja la infiltración, la alteración de los feldespatos produce haloisita, mientras que en zonas de pendientes suaves, donde aparecen los Ultisoles y, por tanto, con una mayor infiltración de las soluciones, la alteración de los feldespatos produce caolinita.

Sobre materiales basálticos, en regiones tropicales, H. Eswaran, 1972, ha observado la lixiviación total de los feldespatos en una zona con elevada pluviometría y con un buen drenaje. La transformación en haloisita, alofana e imogolita se ha observado también en andosoles sobre cenizas volcánicas en la zona ecuatorial (H. Eswaran et al., 1973).

ALTERACIÓN DE LA SANIDINA

La alteración de la sanidina se puede observar prácticamente en todos los perfiles, siendo, sin embargo, más abundante este mineral, en aquellos suelos derivados de cenizas fonolíticas. En los suelos ferrialíticos menos evolucionados (Ustochrepts), las sanidinas aparecen siempre en los primeros estados de alteración (I, II y más raramente III).

En los suelos más evolucionados (Paleustalfs), la sanidina aparece siempre muy alterada en el estado III y más frecuentemente IV.

Estado I. El mineral fresco aparece en cristales perfectos, tabulares, a menudo maclados, incoloros y con colores de interferencia en los grises de primer orden.

A grandes aumentos aparecen fisuras muy finas que siguen las líneas de exfoliación, con disposición subortogonal, que parecen ser normales en este mineral (M. Roubault et al., 1963).

El estado I comienza por el ensanchamiento de estas fisuras que siguen las líneas de exfoliación, a la vez que aparece una ligera corrosión en los bordes del cristal.

A veces el desarrollo de las fisuras y grietas parece acompañarse por una pérdida de birrefringencia. Sin embargo, ésta no es una observación generalizada, por lo que se considera que la fisuración y posterior fragmentación de la sanidina es independiente de la pérdida de birrefringencia.

Estado II. En este estado se acentúa la fisuración del cristal, haciéndose más neta la corrosión y astillamiento de sus bordes.

A la vez comienza la fragmentación del mineral en pequeños fragmentos cuadrados o rectangulares (14-30 μ). Normalmente esta fragmentación comienza en el centro del cristal y progresa hacia la periferia.

Con frecuencia se observa la integración de estos fragmentos en la matriz del suelo, pero lo más probable es que sufran una alteración química acusada, seguida de una lixiviación total de los productos de alteración o de sus eventuales combinaciones.

Estado III. Este estado se caracteriza por la generalización de la fragmentación de los pequeños cristallitos, de manera que en el espacio ocupado por la sanidina sólo aparecen algunos restos astillados y corroidos.

Estado IV. El estado final de la alteración de la sanidina es la disolución total aparente del mineral, no observándose más que las cavidades dejadas por esta disolución, que a menudo también desaparecen por los procesos de edafoturbación.

ALTERACIÓN DE LAS PLAGIOCLASAS

Al igual que para el caso de la sanidina, la alteración de las plagioclasas se puede observar en la mayoría de los perfiles, aunque éstas son preponderantes en los suelos desarrollados sobre materiales básicos, pudiendo seguirse fácilmente su secuencia de alteración en los fragmentos de cenizas y lapillis basálticos que aparecen en estos suelos.

Igualmente los primeros estados de la secuencia de alteración se pueden observar más frecuentemente en los suelos fersialíticos poco evolucionados, mientras que en los suelos más evolucionados es frecuente la alteración casi total o total de estos minerales.

Estado I. El mineral fresco aparece en pequeños cristales irregulares, incoloros, con maclas polisintéticas bien patentes y con algunas fisuras muy finas, normales en el mineral.

La alteración comienza por una red de fisuras mucho más irregular que en el caso de la sanidina, sin relación ni con las líneas de exfoliación, ni con los planos de macla. Otras veces esta fisuración sigue un modelo paralelo o subparalelo, pero nunca ortogonal como en el caso de la sanidina.

Estas fisuras suelen estar conectadas con algunas cavidades redondeadas que aparecen en el centro del cristal y que parecen estar en relación con una zonación química de las plagioclasas (J. Delvigne, 1965; F. Seddoh, 1970, etc.).

Estado II-III. Las fisuras se amplían y anastomosan progresivamente, a la vez que aumenta el tamaño de las cavidades centrales del mineral.

Estado IV. El estado final de la alteración de las plagioclasas es, al igual que en los feldespatos potásicos, la total disolución aparente del mineral.

En algunos fragmentos de cenizas se corrobora la mayor alterabilidad de las plagioclasas frente a la sanidina, ya que mientras aquéllas han desaparecido, éstas se encuentran en el estado III de la secuencia de alteración precedentemente descrita.

MORFOLOGÍA DE LA ALTERACIÓN DEL OLIVINO (Fig. 1)

El olivino, según la serie de reacción de Bowen, es uno de los minerales que se forman en el primer tiempo de consolidación magmática y, por tanto, es uno de los primeros en sufrir las consecuencias de la alteración meteórica.

Los productos finales de la alteración del olivino en las zonas tropicales son muy variados, dependiendo de las condiciones en que se produce dicha alteración.

Así se ha observado (J. Delvigne, 1965, 1970; J. Cady, 1973; M. J. Wilson, 1975, etc.) en medios bien drenados, que el olivino y, en general, todos los minerales ferromagnesianos pierden las bases, la sílice y algo de alúmina a lo largo de las líneas de exfoliación, dando como resultado final del proceso de alteración un entramado en forma de red, de óxidos de hierro (goethita, hematites, etc.).

En el caso de que el drenaje sea lento, pero aún en condiciones oxidantes, el proceso es el mismo, pero entonces se puede formar la montmorillonita en el interior de estas celdillas o algunos minerales mal definidos como la idingsita o la bowlingita.

Si la alteración tiene lugar en condiciones reductoras en medios mal drenados, todo el hierro se moviliza y se pierde, produciéndose como minerales secundarios nontronita, montmorillonita, antigorita, talco, vermiculita, serpentina, saponita, etc.

Aunque se han llevado a cabo numerosas investigaciones para tratar de dilucidar el problema de la naturaleza cristalina de la idingsita y la bowlingita (los dos principales productos de alteración del olivino, en los medios bien drenados de las regiones tropicales), su composición mineralógica exacta es aún mal conocida.

El nombre de bowlingita se usa para los productos de color verdoso, que se producen durante el proceso de alteración del olivino, y parece consistir esencialmente de goethita y clorita (A. Parfenoff et al., 1970).

Respecto a la idingsita se piensa que más que una especie mineral bien definida, se trata de un mineral policristalino, constituido por goethita y una fase arcillosa (J. Delvigne, 1965) o bien un intercrecimiento orientado de óxidos de hierro y minerales arcillosos trioctaédricos (M. J. Wilson, 1975).

Bajo las condiciones en que tiene lugar la génesis fersialítica en las Islas Canarias (A. Rodríguez Rodríguez et al., 1978 a, b, c, d), la alteración del olivino es frecuentemente total, lo cual es lógico si tenemos en cuenta la antigüedad de los materiales volcánicos a partir de los que se desarrollan estos suelos y la facilidad de alteración de las cenizas basálticas.

En consecuencia, los primeros estados de alteración del olivino, se han caracterizado en coladas basálticas ankaramíticas poco alteradas o en fragmentos de cenizas básicas, pertenecientes a proyecciones piroclásticas recientes, que con frecuencia rejuvenecen estos suelos.

Estado I. El mineral fresco presenta siempre algunas fisuras, bien con disposición irregular sin orientación definida con respecto a otras zonas del cristal o bien siguiendo las líneas de exfoliación.

La alteración parece comenzar en los bordes, que adquieren un color pardo amarillento, birrefringente, con tintes de polarización en los amarillos y rojos de tercer orden, aunque a veces es muy difícil distinguir entre los colores de interferencia y los colores propios del mineral que los ocultan o modifican.

Poco a poco esta alteración penetra en el cristal siguiendo las fisuras, al tiempo que la birrefringencia del cristal sano disminuye.

Estado II. En este estado el color pardo-amarillo con tintes de polarización en los amarillos y rojos de tercer orden invade prácticamente todo el cristal, quedando solamente algunos restos del mineral poco o nada alterados.

En los bordes del cristal y a lo largo de las fisuras, como es lógico, la alteración es más acusada y toman un color pardo-amarillento muy oscuro.

Estado III. Todo el cristal ha tomado este color pardo-amarillo, y al mismo tiempo los bordes y las fisuras adquieren un color rojo brillante.

Estado IV. Se caracteriza por una aparente disolución progresiva de esta sustancia de color pardo-amarillo, mientras que el material rojizo que constituye los bordes del mineral se fragmenta en pequeños cristallitos de unas 30-100 μ de tamaño.

Estado V. En este estado el material pardo-amarillento ha desaparecido completamente y sólo queda una red ferruginosa esquelética, de color rojo, más o menos fragmentada, isótropa o ligeramente birrefringente que se corresponde con los bordes y fisuras del mineral.

MORFOLOGÍA DE LA ALTERACIÓN DE LA AUGITA Y LA HORNBLENDA BASÁLTICA (Fig. 1)

Un hándicap importante en los estudios de la alteración de los minerales ferromagnesianos, es el conocer exactamente si el origen de las transformaciones morfológicas y químicas que sufre el mineral se deben a procesos de meteorización superficial o a procesos profundos de tipo hidrotermal.

El problema ha sido muy debatido, y según varias opiniones (J. Delvigne, 1965) la mayoría de los casos en que los piroxenos y anfíboles se transforman en minerales arcillosos se deben a procesos hidrotermales, mientras que la alteración a hidróxidos de hierro (goethita principalmente) es producto de una transformación meteórica superficial.

Otros investigadores consideran, sin embargo, que sólo la transformación de estos minerales en clorita tiene un origen hidrotermal, mientras que su alteración meteórica puede originar montmorillonita, nontronita o vermiculita.

En los suelos fersialíticos de Canarias, el grado de alteración, tanto de la augita como de la hornblenda basáltica es muy variable, incluso dentro de un mismo perfil, como consecuencia de los rejuvenecimientos a que están sometidos la mayoría de estos suelos por material volcánico piroclástico o coluvial; pero en general se observa una mayor alteración del piroxeno que de la hornblenda.

La evolución de la morfología de estos minerales durante el proceso de alteración no difiere significativamente de las citadas en la literatura, aunque la naturaleza de los productos amorfos o cristalinos que se producen en el curso de esta alteración, no pueda ser inferida con el poder de resolución del microscopio óptico.

ALTERACIÓN DE LA AUGITA

Estado I. La augita fresca presenta unos tintes de polarización en los rojos, violetas o azules de segundo orden. A medida que avanza la alteración se desarrollan una serie de fisuras, siguiendo las líneas de exfoliación, que hacen muy frágil al cristal, el cual se fragmenta mucho al tallarlo en la lámina delgada.

Estado II. Se caracteriza por el comienzo de ferruginización de estas fisuras, tomando un color pardo-amarillo birrefringente, semejante al que aparece en los estados I y II de la secuencia de alteración del olivino.

Estado III. Corresponde a un mayor desarrollo de las ferruginizaciones, que forman una especie de malla, en el interior de cuyas celdillas aparecen algunos fragmentos de augita poco alterados (Estados I y II) y con los bordes muy astillados.

Estos fragmentos de cristal están separados de la malla ferruginosa por un espacio vacío, y el hecho de que no presenten una extinción común nos indica que han podido moverse en el interior de la red.

Las sustancias ferruginosas parecen depositarse a ambos lados de la fisura inicial, que permanece abierta hasta los últimos estados de la secuencia de alteración.

Estado IV. En este estado se asiste a la desaparición de todos los fragmentos de augita, observándose solamente una red ferruginosa pardo-amarillenta (más parda que la que aparece en el caso de la alteración del olivino), de color rojo parduzco en luz polarizada.

ALTERACIÓN DE LA HORNBLENDA

Estado I. El mineral fresco, con pleocroísmo bien marcado y colores de interferencia verdes y amarillos de tercer orden y azules y rojos

de segundo, presenta algunas finísimas estrías siguiendo las líneas de exfoliación.

A medida que progresa la alteración, el cristal se hace más irregular, toma un color pardo-verde oliva y el pleocroísmo es menos neto, cambiando a los verdes muy lavados. Las estrías aparecen mejor marcadas y los bordes están muy corroídos, lo que parece ser una consecuencia de la fractura concoidea normal en este mineral (A. Parfenoff et al., 1970).

La alteración prosigue por una mayor pérdida de pleocroísmo y una mayor palidez en los tintes de polarización, a la vez que las estrías aumentan en número y aparece una intensa fisuración en el cristal.

En la zona de contacto entre el mineral y la matriz del suelo comienza la segregación de hierro, que forma una banda rojiza junto al cristal.

Estado II. Progresivamente esta ferruginización comienza a hacerse patente también a lo largo de las fisuras, a la vez que los fragmentos del cristal, que aparecen entre las fisuras ferruginizadas, van disminuyendo de tamaño.

Esto trae como consecuencia la aparición de un espacio vacío de unas 60 μ de ancho entre el mineral y la acumulación ferruginosa.

Estado III. En este estado casi todo el mineral se ha transformado en una malla ferruginosa parda o pardo-rojiza débilmente birrefringente.

Sólo aparecen algunos fragmentos de hornblenda muy irregulares y astillados, de color verde pálido y no pleocroicos.

A veces este espacio vacío entre el mineral y la ferruginización aparece relleno por una sustancia hialina de color amarillo muy claro, que parece hacer la transición mineral-red ferruginosa.

Estado IV. En el último estado de la secuencia de alteración, sólo quedan algunos pequeños fragmentos del mineral con extinción diferente unos de otros, lo que indica que han podido cambiar de posición en el seno de esta red de compuestos de hierro.

Esta red ferruginosa puede incluso llegar a desaparecer, observándose en estos casos sólo el borde de la misma.

MORFOLOGÍA DE LA ALTERACIÓN DEL VIDRIO VOLCÁNICO Y DE LA PASTA MICROCRISTALINA DEL BASALTO

Como consecuencia del rápido enfriamiento de los magmas explosivos, los materiales fundidos se solidifican en una pasta amorfa o vidrio volcánico, muy poroso, que constituye los lapillis y otros piroclastos vítricos.

Por el contrario, las lavas fluidas se enfrían lentamente y originan rocas donde los distintos elementos han cristalizado en su totalidad en cristales más o menos grandes (fenocristales y microcristales, respectivamente).

Entre estos dos casos extremos se observa, generalmente, toda una gradación que va desde los materiales vítricos enteramente amorfos, con ausencia o sólo un pequeño porcentaje de fenocristales, hasta aquellos constituidos por numerosos fenocristales y microcristales, incluidos en una pasta amorfa minoritaria, que constituyen la transición hacia los materiales cristalinos.

En los estudios sobre la alteración de los vidrios volcánicos, la observación directa de los medios edáficos ha conducido primeramente a establecer una relación estrecha y directa entre la riqueza de la roca madre en vidrios y del suelo en productos amorfos, particularmente alofanas.

También se estableció la gran rapidez en la alteración de los vidrios en comparación con otras rocas de la misma composición, pero constituidas por minerales cristalizados como consecuencia de una mayor rapidez en la eliminación de la sílice (G. Pedro, 1968; J. Trichet, 1969, etcétera).

J. Trichet, 1969, estableció que si la alteración del vidrio volcánico se produce en un medio confinado y con un lavado mediocre, los productos finales de la alteración eran principalmente zeolitas y smectitas aluminosas.

En medios ácidos y con un lavado activo se producen arcillas de tipo 1:1, principalmente caolinita y haloisita, mientras que si el lavado es tan intenso que asegure la eliminación de la totalidad de la sílice, se forman óxidos de aluminio (gibbsite y boehmite), óxidos de hierro amorfos y goethita.

En basaltos olivínicos, bajo un clima tropical húmedo, se ha observado la formación de palagonita, una mezcla de montmorillonita, goethita y productos amorfos (H. Eswaran et al., 1973).

La transformación del vidrio volcánico en alofanas se ha observado en andosoles desarrollados a partir de rocas andesíticas bajo clima mediterráneo (J. Aguilar et al., 1973) y en andosoles de Olot (Gerona) (J. Bech et al., 1978).

ALTERACIÓN DEL VIDRIO VOLCÁNICO

Los lapillis basálticos ricos en vidrios, que constituyen el material de origen de algunos suelos fersialíticos de las Islas Canarias (A. Rodríguez Rodríguez et al., 1978c), están constituidos, en su mayor parte, por vidrio volcánico básico con una proporción variable de fenocristales (augitas, olivinos y plagioclasas, principalmente).

La alteración de estos fenocristales se realiza según las secuencias definidas más arriba. En el caso de la pasta vítrica amorfa parecen existir dos secuencias de alteración diferentes, condicionadas por el drenaje interno del perfil, que trae como consecuencia un mayor o menor confinamiento del medio de alteración.

La primera secuencia caracteriza los medios poco confinados y oxidantes en los perfiles situados en la parte alta de los conos volcánicos,

como por ejemplo los perfiles «Las Carboneras» y «La Mina» (A. Rodríguez Rodríguez et al., 1978c).

Estado I. Cuando el vidrio aparece sin alterar, presenta un color grisáceo y una superficie irregular, con numerosas vesículas y fisuras.

Estado II. Los fragmentos de vidrio tienen un color amarillo-naranja en luz natural y presentan una superficie muy irregular y con numerosas corrosiones. En luz polarizada estos fragmentos de vidrio adquieren un color rojo oscuro muy brillante.

Otra característica de la pasta vítrica en este estado de alteración es su importante porosidad, constituida por numerosas fisuras de unas 75 μ de ancho, que en disposición radial parten de las vesículas del lapilli.

Estado III. Este estado se caracteriza por la rubefacción que afecta a este material de color amarillo-naranja que hemos descrito en el estado anterior. La rubefacción comienza en la periferia del fragmento vítrico y avanza hacia el centro del mismo y también a partir del borde de las vesículas para penetrar en la masa del fragmento escoriáceo.

El color que toma en luz natural es rojo oscuro, casi negro y en luz polarizada aparece rojo opaco, isótropo y con aspecto algodonoso.

La periferia de los fragmentos vítricos, afectada por esta rubefacción, parece ser menos consistente que el resto del fragmento y se ve afectada fácilmente por los procesos de edafobioturbación y las vesículas aparecen deformadas y con aspecto irregular.

Estado IV. Se acentúan los procesos de deformación de los fragmentos vítricos que adquieren un aspecto irregular, como formados por pequeños corpúsculos redondeados, arracimados y ligeramente compactados.

A medida que progresa la alteración, el material vítrico se divide en fragmentos de tamaño cada vez menor, que se incorporan a los agregados o se dispersan por la masa del suelo. Esta fragmentación, lógicamente, es más acusada en los horizontes superficiales, más expuestos a los procesos de bioturbación.

La fragmentación del material vítrico y su integración en la masa del suelo también ha sido descrita por J. Bech et al., 1978, en andosoles de Olot (Gerona, España).

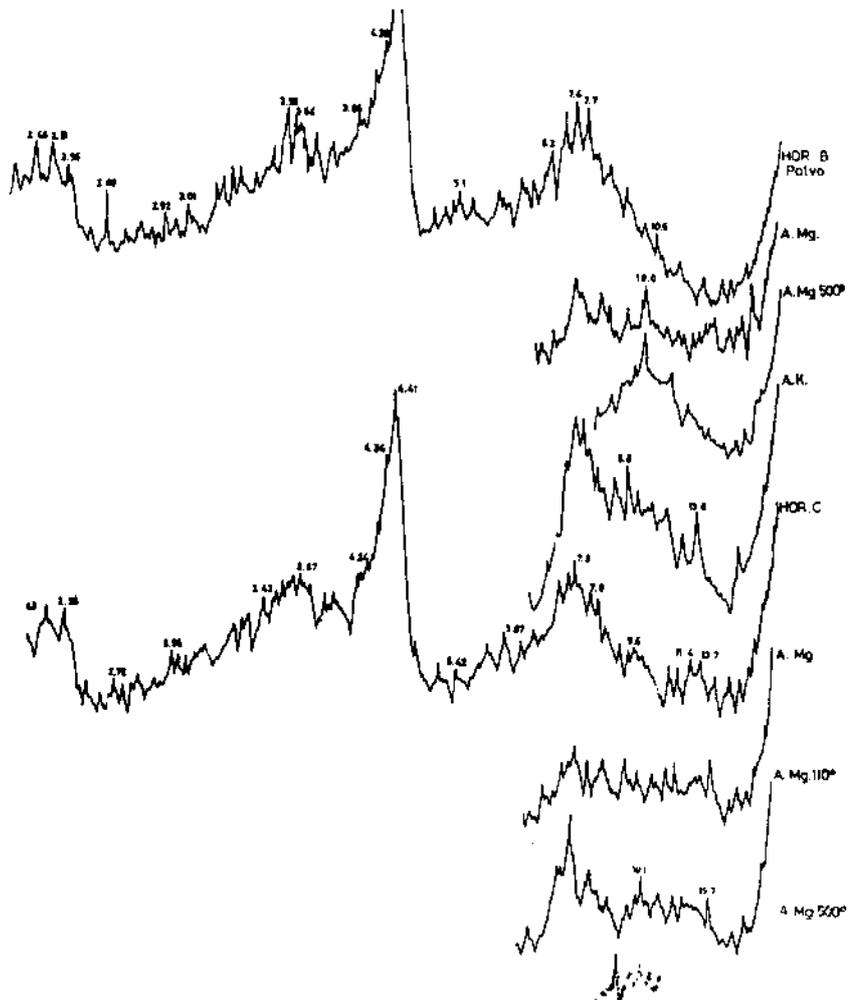
La segunda secuencia caracteriza los medios confinados y poco oxidantes de los perfiles situados en zonas topográficas poco favorables al drenaje externo, y a menudo con un horizonte arcilloso de alteración que provoca una impermeabilización interna relativa en el perfil. Este es el caso de los perfiles «Birmagen» y «Terraza», situados en una zona topográfica de pie de vertiente y con un horizonte arcilloso muy compacto.

Estado I. En este estado los fragmentos de lapillis basálticos aparecen sólo ligeramente fisurados y de un color gris verdoso, que en luz polarizada adquiere un color negro isótropo.

Estado II. El comienzo de la alteración de los fragmentos de vidrio volcánico se marca por un amarilleamiento de la pasta vítrica, que

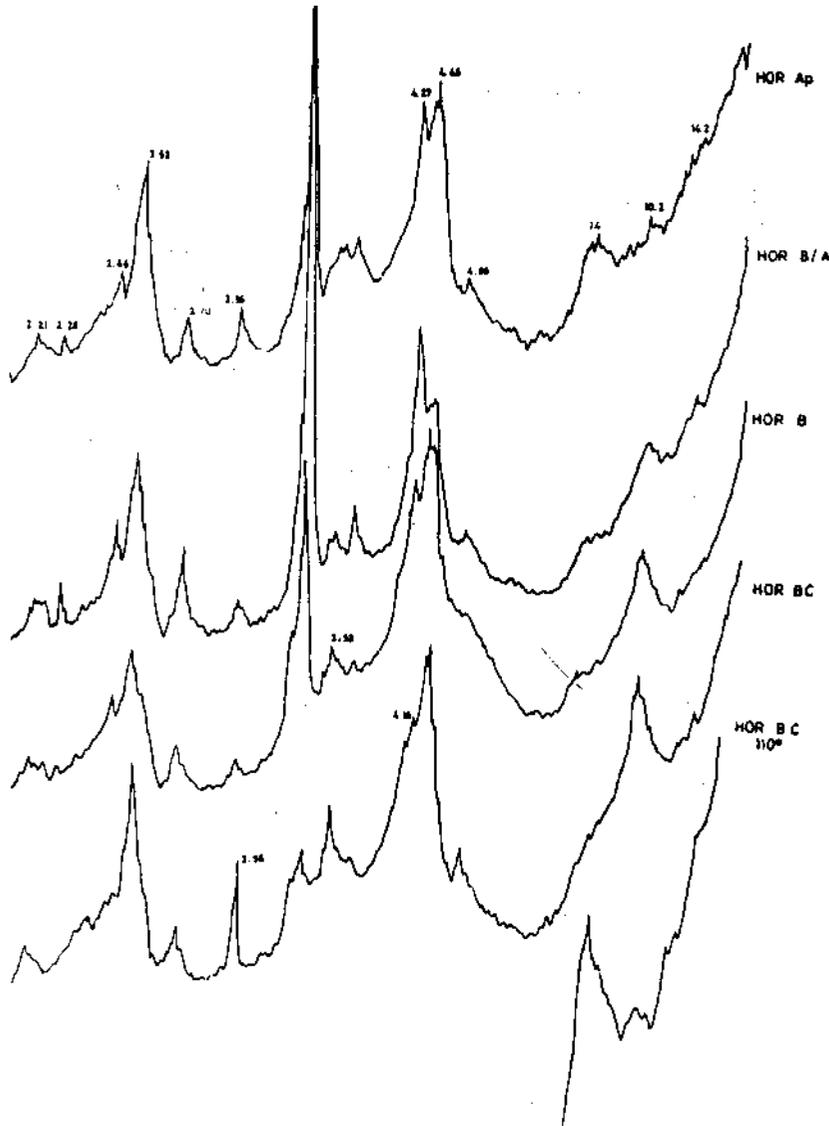
inicialmente tiene un color grisáceo. En luz polarizada el color es amarillo-naranja.

Estado III. En este estado la pasta amorfa se fragmenta en pequeñas esferas irregulares de unas 15-30 μ de diámetro, de color amarillo oscuro y que tienen el aspecto de flotar en una masa hialina de apariencia arcillosa, de color amarillo muy claro, con colores de interferencia en los blancos de primer orden y que probablemente se trate de haloisita. Es de destacar aquí que la haloisita y la metahaloisita son las arcillas predominantes en todos estos perfiles (Gráfica 1; efectos a 7.3-7.4 Å y 4.41-4.43 Å).



GRÁFICA 1.—Perfil «terrace». Diagramas de rayos X (fracción arcilla)

Las pequeñas esferas de color amarillo oscuro y aspecto más sólido aparecen opacas e isotrópicas en luz polarizada y probablemente estén constituidas por compuestos hidratados de hierro, de tipo goethita, que en estos perfiles se ha identificado en los diagramas de rayos X (Gráfica 2; efecto a 4.15-4.16 Å).



GRÁFICA 2.—Perfil «Las nevoranas». Diagramas de rayos X (suelo total)

En este estado, en las vesículas y fisuras del vidrio, aparecen unas acumulaciones arcillosas, de color blanco brillante en luz polarizada, que probablemente caractericen las neogénesis haloisfíticas.

Estado IV. Al igual que en la secuencia anterior, el estado final de la alteración, consiste en una acusada fragmentación del vidrio alterado, con dispersión por la masa del suelo de la fracción hialina de apariencia arcillosa y de las pequeñas esferas de aspecto ferruginoso.

ALTERACIÓN DE LA PASTA MICROCRISTALINA

La fisuración de los bloques de basalto es un proceso inicial y generalizado en la alteración de los mismos. Por estas fisuras es por donde penetran las soluciones que contribuyen a la hidrólisis de los minerales.

Cuando la alteración se encuentra en estados avanzados, aparecen en las fisuras unos revestimientos ferruginosos pardo-rojizos o rojo-amarillentos, con birrefringencia en manchas o isotropos. Esta reorganización del material ferruginoso en las fisuras ha sido observada también por C. Gense, 1976, en basaltos de Madagascar y por N. Fedoroff en un suelo ferralítico del Camerún.

Estado I. Los fenocristales están sólo débilmente alterados, y la pasta microcristalina aparece formada por numerosos cristalitas de augita y plagioclasas no alterados y gránulos de titanomagnetita, cuya abundancia varía según el tipo de basalto.

A medida que progresa la alteración, los microcristales de augita pierden algo su birrefringencia, mientras que las plagioclasas prácticamente no varían respecto al estado anterior. En los bordes de las vesículas y fisuras los microcristales aparecen ligeramente más alterados, pero no se observan productos de neoformación.

Estado II. En este estado los fenocristales de plagioclasas desaparecen, quedando en su lugar huecos tabulares, mientras que los de augita sólo aparecen ligeramente alterados (estados I y II).

La pasta microcristalina tiene un color verde amarillento y está constituida por microcristales de augita de color verde, un entramado de cristales asciculares de rutilo y numerosos cristales negros de titanomagnetita.

Además se observa ya la aparición en los huecos y vesículas de unas delgadas películas amarillas, hialinas y ligeramente birrefringentes que recuerdan productos arcillosos de neoformación.

A la vez que progresa la alteración de los fenocristales de augita, la pasta microcristalina adquiere un color pardo-rojizo, isotropo, que se desarrolla a partir de las vesículas y fisuras del basalto.

Estado III. Los fenocristales de augita se encuentran ya en el estado IV de alteración.

La pasta microcristalina está constituida por los productos ferruginosos procedentes de la alteración de los microcristales de augita.

Estos productos ferruginosos sufren una movilización y se reorganizan ocupando los huecos de disolución de los feldespatos y otras fisuras del basalto.

Además, en esta pasta microcristalina aparecen fragmentos rojizos y pardo-rojizos de algunos pequeños olivinos alterados, gránulos opacos de titanomagnetita y cristales aciculares de rutilo.

Estado IV. El estado final de la alteración parece ser una desaparición de los fenocristales y una reorganización de los productos ferruginosos y arcillosos, procedentes de la alteración de los mismos y de la pasta microcristalina, que pasan a ocupar todos los huecos de disolución y fisuras del basalto, conservándose la estructura de la roca en la zona saprolítica.

Esto ocurre así, al menos en la mayoría de los perfiles donde se ha podido seguir esta alteración, caracterizados por unos horizontes B netamente arcillosos, que producen un cierto confinamiento en la zona de alteración del basalto.

Para los medios bien drenados nosotros no disponemos de elementos de juicio suficientes como para afirmar que ésto debe ocurrir necesariamente así.

En los horizontes superficiales del suelo, la bioturbación produce una fragmentación del basalto, en pequeños fragmentos, que son rápidamente integrados en la masa del suelo.

CONCLUSIONES

La alteración de los feldespatos tiene lugar en estos medios, mediante una única secuencia, que consiste en la disolución progresiva de partes del mineral, a lo largo de las líneas de exfoliación en la sanidina y a lo largo de fisuras intraminerales con distribución irregular en las plagioclasas, para llegar finalmente a la total lixiviación del mismo (aparentemente).

Algunos productos de neoformación poco abundantes (probablemente haloisita o geles amorfos), pueden observarse a veces en las cavidades y fisuras de los feldespatos, pero esta no es una observación generalizada.

Para el caso de las plagioclasas no se han observado minerales secundarios de neoformación, lo cual puede explicarse considerando que las observaciones se han realizado en horizontes superficiales muy bien drenados y con carácter altamente lixivante.

El olivino sufre una alteración progresiva de tipo periférico (J. Delvigne et al., 1975), para llegar finalmente a una alteración total, en la que sólo queda una malla ferruginosa rojiza, constituida probablemente por idingsita.

Tanto la augita como la hornblenda tienen una sola secuencia de alteración, semejante en ambos minerales, mediante la segregación de hierro a lo largo de la fisuración que sigue las líneas de exfoliación y que lleva en un último estado a la aparición de una red ferruginosa (probablemente de goethita o hematites), en donde aparecen algunos fragmentos muy irregulares del mineral.

Estos depósitos ferruginosos de la malla final son más gruesos en el caso de la alteración de la hornblenda que de la augita, lo que seguramente se debe al mayor contenido en hierro de la primera (J. Delvigne, 1965).

Para el caso de la alteración del vidrio volcánico, se observan dos secuencias diferentes, según las condiciones en que se produzca esta alteración.

En la primera secuencia las condiciones de alteración consisten en un medio bien drenado, que favorece la exportación de sílice y bases, manteniéndose en el medio de alteración los productos ferruginosos residuales. Al mismo tiempo, un medio oxidante, favorece la rubefacción de los mismos.

En la segunda secuencia, un medio más confinado, facilita la conservación en el perfil de parte de la sílice y, por tanto, la neogénesis de arcillas, e impide la rubefacción de los fragmentos ferruginosos que permanecen de color amarillo oscuro (L. M. Bresson, 1974).

Las observaciones, al microscopio óptico, no permiten afirmar si la transformación del material vítrico en sus productos finales, y particularmente en arcillas, está precedida por un estado de gel tipo alofana.

Como proceso general, al menos en aquellos medios relativamente confinados, la alteración del basalto se caracteriza por una alteración de los fenocristales según las secuencias precedentemente descritas y por la aparición en la pasta microcristalina de una nube de fragmentos ferruginosos rojos u opacos, de pequeño tamaño, y de una masa amorfa de color pardo rojizo o rojo, e isótropa.

En general se observa que la rubefacción que, en mayor o menor medida, afecta a los suelos fersialíticos de las Islas Canarias, es prácticamente independiente del estado de alteración de los minerales primarios y fragmentos de roca.

Queremos resaltar que las secuencias de alteración precedentemente identificadas corresponden a los procesos generales que se observan en los suelos fersialíticos más típicos.

Secuencias de alteración ligeramente diferentes, pero poco representativas del conjunto, aparecen en aquellos suelos que hacen transición hacia los vertisoles, como consecuencia de una diferente posición topográfica, y en aquellos muy alterados y con un comienzo de ferralitización.

RESUMEN—Se realizan algunas observaciones al microscopio óptico, sobre los cambios morfológicos que implica la alteración de las principales especies minerales presentes en los materiales volcánicos, en los suelos fersialíticos de las Islas Canarias.

Se realizan algunas observaciones al microscopio óptico, sobre los cambios morfológicos que implica la alteración de las principales especies minerales presentes en los materiales volcánicos, en los suelos fersialíticos de las Islas Canarias. Para el vidrio volcánico, existen dos secuencias de alteración diferentes, según las condiciones del medio de alteración, debidas a un drenaje diferente.

La alteración de los feldespatos (sanidina y plagioclasas) llevan en un último estado a la aparente lixiviación total del mineral.

Los olivinos sufren una alteración periférica a idingsita y las augitas y hornblendas a goethita o hematites.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, J., and DELGADO, M. (1973). Micromorphological study of soils developed on andesitic rocks in Oriental Andalucía (Spain). In *Soil Microscopy* (G. K. Rutherford Ed.). Canadá, pp. 281-295.
- BECH, J.; FEDOROFF, N., et SOLE, A. (1978). Etude des andosols d'Olot (Gerona, Espagne). III) Micromorphologie. *Cahiers ORSTOM, Sér. Pedol.* XV, 4, pp. 381-390.
- BRESSON, L. M. (1973). A study of integrated microscopy: Rubefaction under wet temperate climate in comparison with mediterranean rubefaction». In *Soil Microscopy* (G. K. Rutherford Ed.). Canadá, pp. 526-541.
- BRESSON, L. M. (1974). La rubéfaction récente des sols sous climat tempéré humide. Thèse. Fac. Sciences. Université Paris VI, 197 p.
- BREWER, R. (1976). Fabric and mineral analysis of soils. Robert E. Keieger Publishing Comp. Huntington, N. Y., 482 p.
- CADY, J. (1973). Applications of micromorphology in soil genesis research. In *Soil Microscopy* (G. K. Rutherford Ed.). Canadá, pp. 20-27.
- CHATELIN, Y. (1974). Les sols ferrallitiques. III) Altération. Doc. Techn. No. 24, ORSTOM, Paris, 144 p.
- DELVIGNE, J. (1965). Pédogénèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mém. ORSTOM*, 13, 177 p.
- DELVIGNE, J. (1970). Micromorphologie de l'altération des feldspaths et des minéraux ferro-magnésiens sous climat ferrallitique. Séminaire de Microscopie du sol, ENSA, Grignon ronéo, 13 p.
- DELVIGNE, J., et BOULANGE, B. (1973). Micromorphologie des hydroxides d'aluminium dans les niveaux d'altération et dans les bauxites. In *Soil Microscopy* (G. K. Rutherford Ed.), Canadá, pp. 665-681.
- DELVIGNE, J., et al. (1975). Report of the first meeting of the Sub-group on rock and mineral alteration. Gant, 23 p.
- ESWARAN, H., and DE CONINCK, F. (1971). Clay minerals formation and transformations in basaltic soil in tropical environments. *Pédologie*, XXI, 2, pp. 181-210.
- ESWARAN, H. (1972). Micromorphological indicators of pedogenesis in some tropical soils derived from basalts from Nicaragua. *Geoderma*, 7-8, pp. 15-31.
- ESWARAN, H.; STOOBS, G., and DE PAEPE, P. (1973). A contribution to the study of soil formation on isla Santa Cruz, Galápagos. *Pédologie*, XXIII, 2, pp. 100-122.
- FEDOROFF, N. (1976). Cours de Microscopie des sols. INA P-G, 78850 Grignon.
- FEDOROFF, N., et RODRÍGUEZ RODRÍGUEZ, A. (1977). Micromorphologie des sols rouges de Tenerife et de La Palma (Iles Canaries). Comparaison avec les sols rouges méditerranéens. En *Micromorfología de Suelos* (M. Delgado Ed.). España, páginas 887-928.
- FERRARI, G. A., and MAGALDI, D. (1973). Micromorphological aspects of feldspars weathering in some paleosols of Tuscany, Italy. In *Soil Microscopy* (G. K. Rutherford Ed.). Canadá, pp. 383-393.
- FIELDS, M., and WILLIAMSON, K. I. (1955). Clay mineralogy of New Zealand Soils. *New Zeal. J. Sci. Tech.*, B37, pp. 314-335.
- GENSE, C. (1976). L'altération des roches volcaniques basiques sur la côte orientale de Madagascar et à la Réunion. Thèse, Univ. Strasbourg, 175 p.
- JEZEQUEL, S. (1971). Préparation et fabrication des lames minces. ENSA, 78850-Grignon, Doc. ronéo.