

ORIGEN DE ARCILLAS ALUMINICAS EN HORIZONTES DE ALTERACION DE MATERIALES GRANITICOS DEL BORDE SUR DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

J. L. Martín de Vidales*, J. Casas**, J. Guijarro* y M. T. Martín Patino**

ABSTRACT

Three weathering profiles of granitic rocks and two arkoses in the NW of Madrid Province have been studied.

Rocks are granodiorites and adamellites with albites showing variable degrees of sericitization, and no-weathered potassic feldspars. Clay fraction in the weathered horizons from these rocks displays high content in beidellite, and minor amounts of illite and 7Å-halloysite.

On the other hand, beidellite, illite and well crystallized kaolinite are clay minerals in the arkosic rocks.

Microfabric characteristics from SEM studies show abundant weathered albites with clean surfaces and formation of beidellite in all areas of the samples. Moreover, spatial relations between albite and beidellite are not observed.

In pedochemical weathering of albite, sodium from this mineral should be exchanged with protons from soil solution with very quick kinetics. This initial alkalinization produces an increase in the silica solubility released from albite network. In these environments, a continued contact between weathering solution and albite causes a silica and alumina enrichment and beidellite or 7Å-halloysite precipitation. Microclimatic variations in weathering environment may cause fluctuations in silica and alumina activities with resultant pH changes. So, when silica activities are high, beidellite neof ormation is favoured; on the contrary, 7Å-halloysite is precipitated.

Key words: *albite weathering, beidellite, 7Å-halloysite, pedochemical processes, acid rocks, xerofitic climate.*

RESUMEN

Se han estudiado tres perfiles de alteración de rocas graníticas y dos muestras de arcosas en la zona NO de la provincia de Madrid. Las rocas, clasificadas como granodioritas y adamellitas, presentan albitas con sericitización variable, y escasos feldespatos potásicos muy poco alterados. La fracción arcilla de los horizontes de alteración de estas rocas presenta un alto contenido en beidellita, así como porcentajes menores de illita y haloisita-7Å. Por otra parte, los minerales de la arcilla presentes en las arcosas son illita, beidellita y caolinita bien cristalizada. El estudio de la micro-fábrica muestra la presencia de albitas alteradas con superficies limpias y beidellita de neoformación en cualquier zona de la muestra sin ningún tipo de relación espacial con la albita.

En la alteración edafoquímica de la albita, el sodio de este silicato se intercambiaría con protones procedentes de la fase acuosa, con una cinética muy rápida. Esta alcalinización inicial daría lugar a un aumento en la solubilidad de la sílice liberada a partir de la red de las albitas. En aquellos microambientes en los que se produce un prolongado contacto entre la solución de alteración y la albita, la primera puede enriquecerse suficientemente en sílice y alúmina como para alcanzar la precipitación de beidellita o haloisita-7Å. Las variaciones en las condiciones microclimáticas del medio de alteración deben producir fluctuaciones en las actividades de sílice y alúmina, con cambios de pH suficientes como para dar lugar a la neoformación de beidellita cuando las actividades de sílice sean elevadas y, de haloisita-7Å en caso contrario.

Palabras clave: *beidellita, haloisita-7Å, alteración edafoquímica, rocas ácidas, clima xerofítico.*

* Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma. 28049 Madrid.

** Instituto de Edafología y Biología Vegetal. CSIC. Serrano, 115. Madrid.

Introducción

Los investigadores que han estudiado los materiales arcóscicos del N y NW de la provincia de Madrid y los suelos que se desarrollan a partir de los mismos identifican como asociación predominante de minerales de la arcilla: ilita, caolinita y esmectita (Alvarez *et al.*, 1981; Jiménez Ballesta *et al.*, 1982). Dado que estos materiales proceden, fundamentalmente, de la erosión de los granitos y neises de la Sierra de Guadarrama, es importante llegar a establecer las relaciones genéticas entre éstos y sus productos de alteración, en particular por lo que respecta a la esmectita.

La mayor parte de los trabajos publicados sobre estabilidad de esmectita, hacen especial referencia al carácter básico necesario para la formación de este mineral, mientras que en condiciones de bajo pH este mineral de la arcilla se inestabiliza con gran rapidez en el caso de que se heredase del material originario (Douglas y Fiessinger, 1971). No obstante, algunos autores reseñan la presencia de esmectita en suelos ácidos, sin que ello fuera la consecuencia de un proceso de herencia directa a partir del material originario. En concreto, Robert y Veneau (1978) estudian la estabilidad de filosilicatos 2:1 en condiciones experimentales ácidas, poniendo de manifiesto que ésta es tanto mayor cuanto más aluminico es el mineral de la arcilla.

Con el fin de establecer las relaciones y evolución mineralógica entre los materiales arcóscicos y los granitos alterados de la Sierra de Guadarrama, se han seleccionado dos muestras de arcosa en los alrededores de Tres Cantos y tres perfiles de alteración de granito en zonas próximas al pueblo de Colmenar Viejo (fig. 1).

Materiales y métodos

Las muestras de alteración de granito se seleccionaron en tres enclaves de topografía elevada, eligiendo exclusivamente el material libre de posibles contaminaciones. Se tomaron muestras de la roca fresca, así como de sus distintos grados de alteración.

Las rocas graníticas se estudiaron en lámina delgada mediante microscopía de polarización. Para su clasificación se realizó un conteo visual de los componentes minerales en diferentes zonas de las láminas delgadas, estableciendo a continuación los porcentajes para cada una de las rocas. Además, pequeños fragmentos se sometieron a la observación con microscopía electrónica de barrido a fin de precisar la microfábrica, variaciones mineralógicas y diferentes grados y tipos de alteraciones.

Una vez disgregadas y tamizadas por tamiz de 2 mm, se extrajeron las distintas fracciones granulométricas (2mm-50µm, 50µm-2µm y <2µm) y se realizaron los correspondientes diagramas de rayos X de polvo desorientado. De la fracción <2µm se prepararon muestras orientadas homoionizadas en Mg²⁺, K⁺, solvatadas en atmósfera saturada de etilenglicol, calentadas a 110°C y calcinadas a 550°C. Para la determinación del carácter di- o trioctaédrico de los minerales de la arcilla se determinó, en la región comprendida entre 60° y 62.4° (2θ), la medida del espaciado d₀₆₀. La determinación del tipo de esmectita se completó con el test de litio (Greene-Kelly, 1953). En aquellos casos en que se

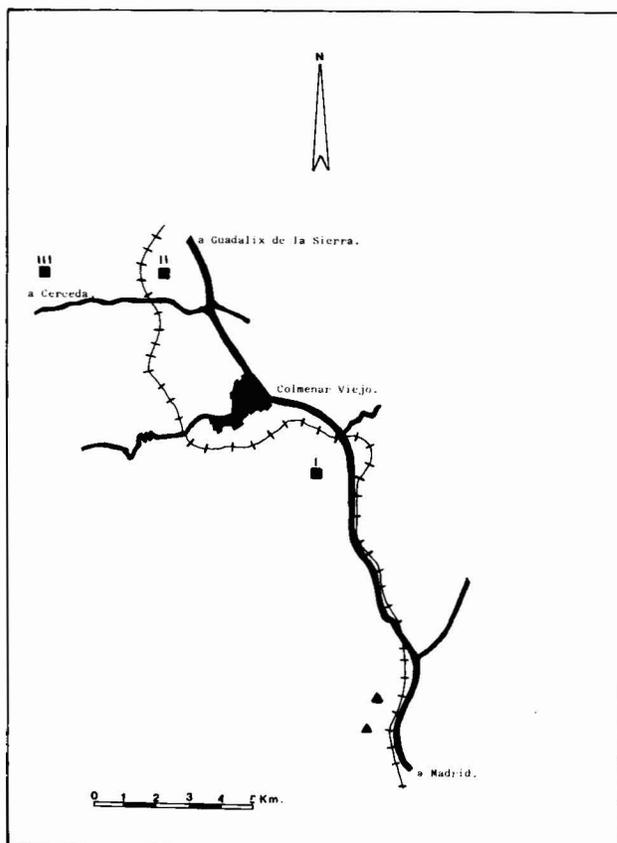


Fig. 1.—Esquema de la situación de las muestras:
■ Muestras de rocas graníticas. ► Arcosas.

estimó necesario distinguir entre haloisita y caolinita se recurrió al método de intercalación de formamida (Churchman *et al.*, 1984). La evaluación semicuantitativa de los minerales de la fracción arcilla se realizó según los poderes reflectantes recogidos por Barahona (1974).

El estudio por microscopía electrónica de barrido se llevó a cabo a partir de fracturas frescas de muestra total no disturbada que, tras deshidratación por el punto crítico, se montaron sobre portamuestras de carbono metalizando con oro. Las observaciones se realizaron con un MEB Philips con equipo de microanálisis EDAX incorporado. Ocasionalmente, algunas muestras fueron observadas por microscopía electrónica de transmisión mediante un microscopio electrónico Philips ME-300.

Los pH de las muestras se midieron con un pH-metro digital Orión y electrodo de protón, tras agitación de ½ hora y 1 hora de reposo. Posteriormente, todas las muestras se mantuvieron en agitación durante 2 horas diarias a lo largo de un mes, determinándose sucesivamente el pH. La relación muestra/agua utilizada fue 1:1.

Resultados experimentales

Mineralogía de las rocas

La composición mineralógica de las rocas estudiadas mediante microscopía de polarización, se recoge en la tabla 1.

Tabla 1.—Composición mineralógica de las rocas

	Roca I	Roca II	Roca III
Cuarzo	23%	35%	59%
Feldespato potásico	10%	23%	20%
Plagioclasa (albita)	32%	29%(*)	16%
Biotita	24%	Ind.	—
Clorita	5%	2%	4%
Pennina	Ind.	—	—
Moscovita	Ind.	10%	Ind.
Sericita	5%	29%	Ind.
Apatito	Ind.	Ind.	—
Circón	Ind.	Ind.	—
Minerales de Ti	Ind.	Ind.	Ind.
Opacos (ilm. + magnet.) ...	Ind.	Ind.	Ind.
Cuarzos mirmequíticos	Ind.	—	—

Ind. = Indicios.

(*) = Casi totalmente sericitizados.

La roca I se clasifica en función de su composición, como una granodiorita de grano grueso y una sola mica (biotita). En ella, la totalidad de las plagioclasas son albiticas; éstas, se presentan muy zonadas y, ocasionalmente sericitizadas; la sericita se observa siguiendo las zonaciones de las plagioclasas. Además, el contenido en feldespato potásico es muy bajo y la moscovita está prácticamente ausente.

La roca II se clasifica como una adamellita porfídica de grano grueso. Se trata de una roca muy alterada, especialmente las plagioclasas, que están casi totalmente sericitizadas, ya que únicamente se observan relictos de sus cristales, en tanto que los feldespatos-K se presentan en forma de fenocristales poco o nada alterados.

Por otra parte, se detectan indicios de biotita fuertemente moscovitizada y ligeramente cloritizada. Los apatitos se presentan también muy alterados, así como los minerales de titanio.

La roca III se clasifica como una adamellita de grano grueso con muy poca mica (tabla 1). Esta roca muestra un alto grado de silicificación y, aunque podría clasificarse como granito, el elevado porcentaje en cuarzo es debido en gran parte a este proceso, puesto de manifiesto en lámina delgada por la presencia de filoncillos de cuarzo en cuyas proximidades aumenta el contenido en este mineral, en tanto que cuanto mayor es la distancia de ellos se aprecia una clara tendencia hacia el incremento de los restantes minerales: feldespato potásico y plagioclasa, principalmente. Con base en estas características, esta roca debe clasificarse como una adamellita de bajo contenido en micas, en la que ha tenido lugar un acusado proceso de silicificación.

Fraciones arena y limo

Los diagramas de difracción de rayos X de la totalidad de las muestras correspondientes a la fracción

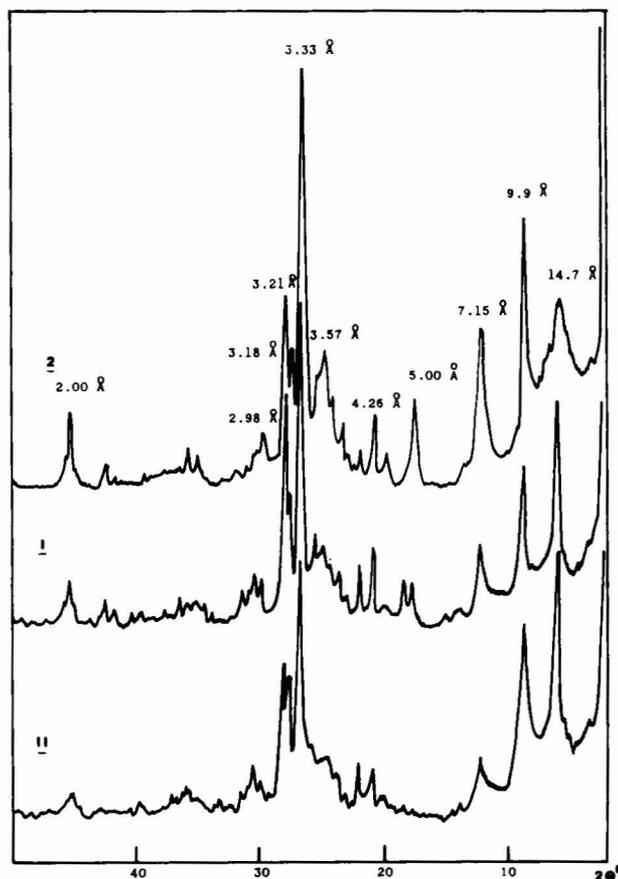


Fig. 2.—Diagramas de rayos X correspondientes a fracción limo de: 2=materiales arcóscos; I=alteración de la roca I. II=alteración de la roca II.

arena (2mm-50 μ m) presentan elevados contenidos en cuarzo, especialmente en las arcosas, feldespatos potásicos, plagioclasas y presencia de minerales micáceos.

En la fracción limo (50 μ m-2 μ m), además de estos minerales, se observa la presencia de reflexiones situadas en torno a 14-15 Å y 7 Å atribuibles a minerales de la arcilla (fig. 2), que serán detallados más adelante en el estudio de esta última fracción.

Las únicas diferencias significativas entre los distintos diagramas de esta fracción estriban en la mayor intensidad y agudeza del pico en torno a 14-15 Å en las muestras correspondientes a las alteraciones *in situ* de los granitos en comparación con los de las arcosas. Por lo que respecta a la reflexión a 7 Å la tendencia es claramente inversa: la mayor intensidad relativa y definición se presenta en las muestras de las arcosas.

Fración arcilla

La fracción < 2 μ m de las arcosas se caracteriza por la presencia de un pico a 14.9 Å atribuible a esmectita: expande a 17.6 Å después de solvatar la

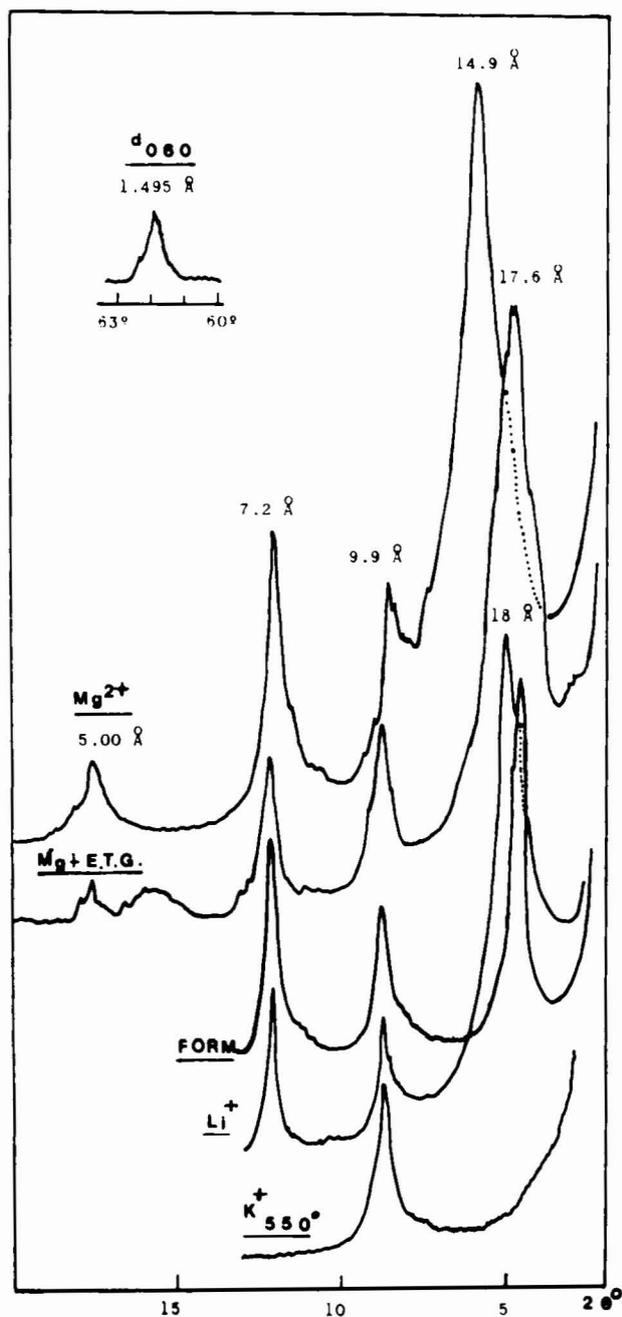


Fig. 3.—Diagramas de rayos X correspondientes a las preparaciones orientadas de la fracción menor de $2 \mu m$ de materiales arcóscos sometidas a los tratamientos indicados. El esquema de d_{060} corresponde a polvo desorientado entre 60 y 63° .

muestra orientada en atmósfera saturada de etilenglicol y colapsa a 10 Å tras calcinarla a $550^\circ C$ (figura 3). El espaciado d_{060} en muestra desorientada se sitúa a 1.495 Å y la respuesta al test de litio con una expansión a 18 Å permiten caracterizar la esmectita como una beidellita. Las reflexiones a 9.9 Å y 7.2 Å no experimentan variaciones con los distintos trata-

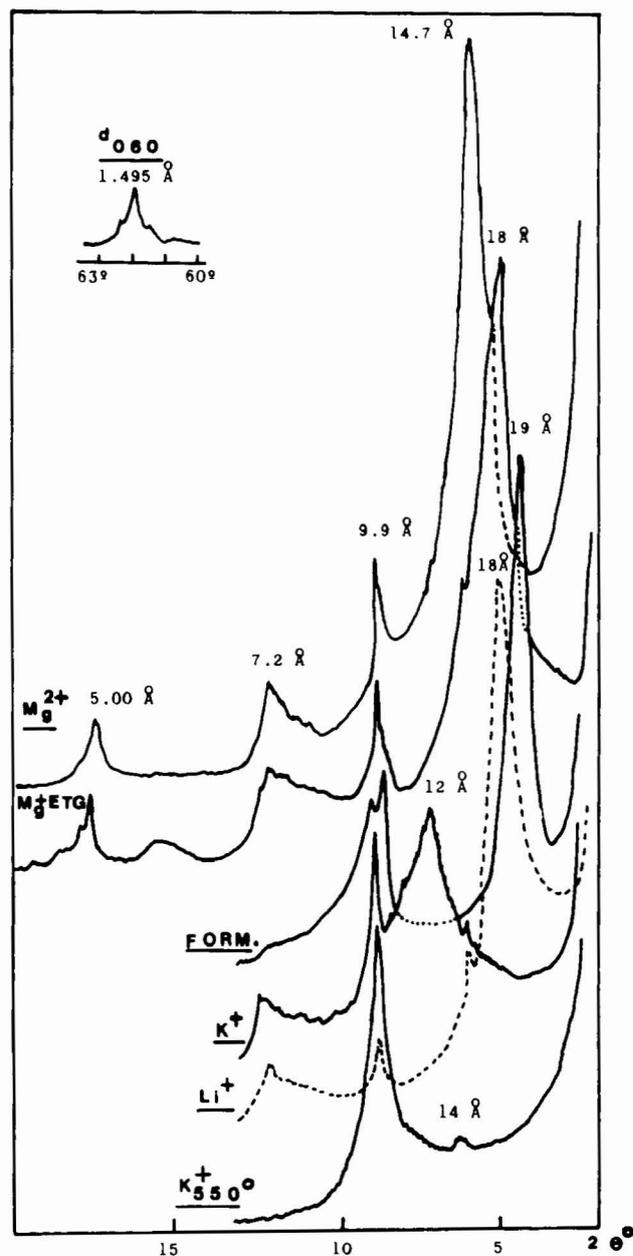
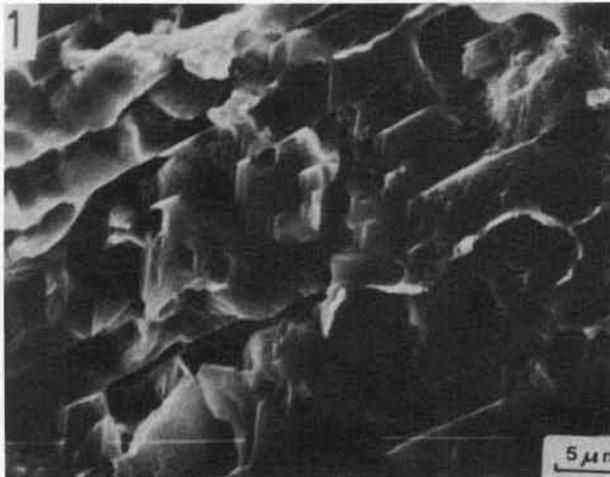


Fig. 4.—Diagramas de rayos X correspondientes a las preparaciones orientadas de fracción menor de $2 \mu m$ en la muestra de alteración de roca II. Obsérvese la expansión de 7,2 a 10,4 Å tras la intercalación de formamida (FORM). El esquema d_{060} corresponde a polvo desorientado entre 60 y 63° .

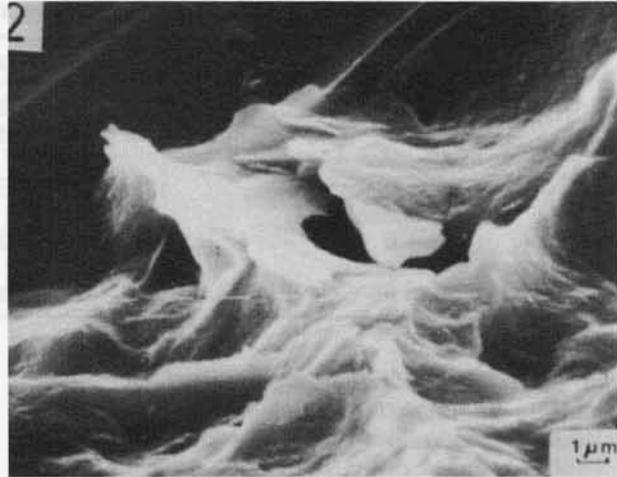
mientos, excepto la desaparición completa del segundo pico después de calcinar a $550^\circ C$, en tanto que la reflexión a 9.9 Å se agudiza. Así pues, se constata la presencia en las arcosas de illita y caolinita. Los porcentajes aproximados se han estimado en: beidellita 55%, illita 25% y caolinita 20%.

Las muestras correspondientes a la alteración *in*

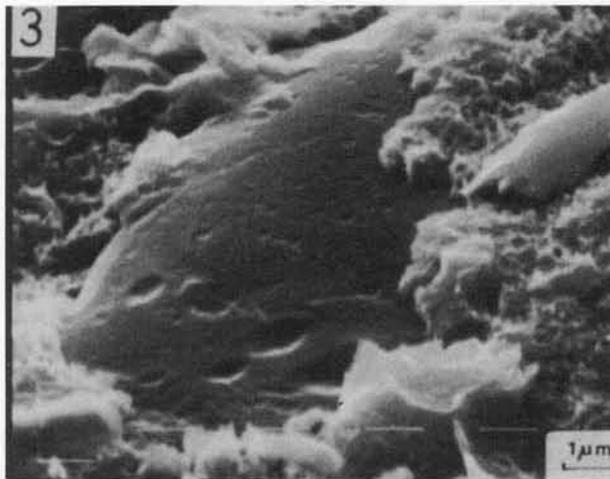
Lámina 1.



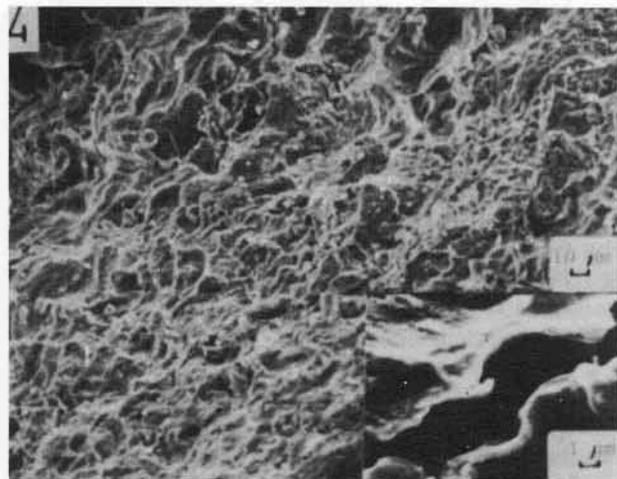
1. Disolución inicial de albita mostrando superficie limpia, con etch-pits y morfologías en media luna.



2. Agregados de beidellita sobre superficie de albita sin que se observe relación morfológica entre ambos minerales.



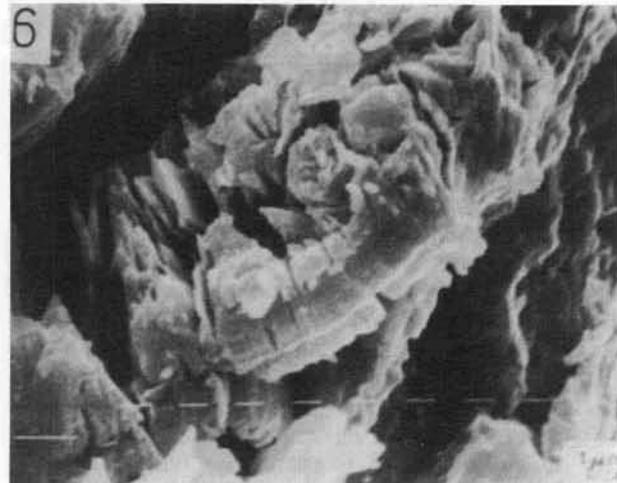
3. Grano de cuarzo cubierto parcialmente por beidellita.



4. Morfología general correspondiente a los agregados de beidellita recubriendo un conjunto de granos. En el ángulo inferior derecho se observa un detalle de la morfología laminar curvada de estas beidellitas.



5. Superficie de beidellita con pequeños tubos de haloisita en la parte central de la fotografía.



6. Detalle de la morfología en «hojas de libro» correspondiente a caolinitas pseudoexagonales de los materiales arcósicos.

Tabla 2.—Variación de pH (relación muestra: H₂O=1:1)

Muestra	30 minutos	2 días	5 días	7 días	10 días
Arcosa 1	7,19	7,23	7,31	7,42	7,50
Arcosa 2	7,08	7,18	7,30	7,41	7,45
Alteración de Roca I	6,71	6,83	6,89	7,04	7,16
Alteración de Roca II	4,84	4,93	5,02	5,09	5,15
Alteración de Roca III	4,89	4,96	5,01	5,11	5,18

situ de las rocas graníticas presentan un elevado contenido en esmectita que, teniendo en cuenta las mismas consideraciones señaladas anteriormente, se identifica como beidellita (fig. 4). Se detectan también reflexiones correspondientes a illita, así como indicios de clorita, ya que tras la calcinación a 550°C subsiste una pequeña reflexión a 14 Å, que además no expandía al solvatar con etilen-glicol.

El pico a 7.2 Å muestra un comportamiento ligeramente diferente en comparación con la fracción arcilla de las arcosas. En primer lugar, se trata de picos asimétricos y mal definidos; además, la asimetría aumenta después de solvatar con etilen-glicol. Por otra parte, se observa un desplazamiento prácticamente total a 10 Å después de tratar durante media hora con formamida. Estos resultados permiten estimar que la reflexión a 7.2 Å es ahora debida a un mineral 1:1 desordenado con un comportamiento frente a los diferentes tratamientos, similar a los de la haloisita-7Å. La determinación de las proporciones semicuantitativas de los cuatro minerales identificados se complica debido a la escasa definición de la reflexión del filosilicato 1:1 a 7 Å, pero de manera aproximada puede estimarse en 65% de beidellita, 15% de illita, 20% de mineral 1:1 e indicios de minerales cloríticos.

Observaciones micromorfológicas

En la lám. 1,1 se observa el aspecto general de las albitas en los granitos incipientemente alterados; éstas se caracterizan por presentar abundantes huellas de corrosión con morfologías de tipo romboidal o en «media luna». Estas últimas son el resultado de la unión de varias huellas romboidales.

Por otra parte, la beidellita se caracteriza por la presencia de morfologías algodonosas constituidas por agregados laminares fácilmente identificables (lám. 1,2). Estas esmectitas se sitúan, tanto sobre granos de albita alterada como sobre cuarzo (lám. 1,3) e incluso, ocasionalmente, tapizan amplias zonas de la muestra (lám. 1,4) en forma de láminas de bordes curvados.

Los filosilicatos 1:1 se detectan en las alteraciones de granitos, en forma de pequeños tubos de hasta 3 µm de longitud; éstos se encuentran constituidos ex-

clusivamente por sílice y alúmina (lám. 1,5). En las arcosas se observan caolinitas fácilmente identificables por sus morfologías en placas pseudoexagonales que, en ocasiones, se asocian en forma de «hojas de libro» (lám. 1,6); el carácter caolinítico de estas morfologías se confirma por los análisis químicos puntuales.

Valores de los pH

Los resultados de la evolución con el tiempo de contacto de los pH de las muestras se recogen en la tabla 2. En todos los casos se observa un incremento de los valores de pH, del orden de 0,4-0,5 unidades, después de 10 días de contacto. Tras este tiempo, el pH prácticamente se estabiliza, ya que no se detectan variaciones significativas (<0.05 unidades) pasados 45 días de contacto.

Discusión y conclusiones

La característica fundamental de los productos de alteración de las granodioritas y adamellitas en este

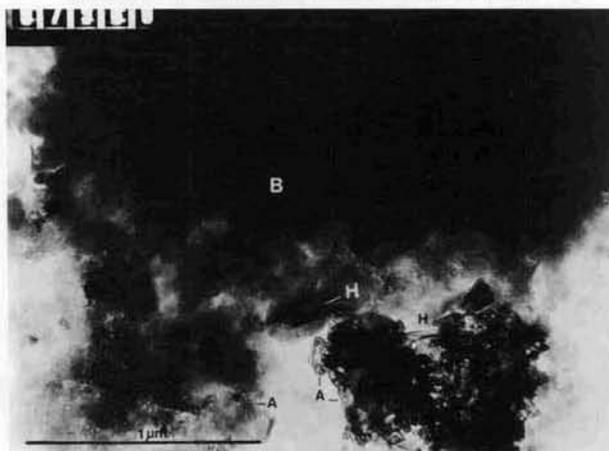


Fig. 5.—Morfologías predominantes de beidellita (B), de aspecto algodonoso y gran tamaño. Se observan además escasos tubos curvados de haloisita (H) y morfologías esféricas de aspecto amorfo y pequeño tamaño (A).

sector del borde sur de la Sierra de Guadarrama, es la presencia de beidellita como mineral predominante de la fracción $< 2 \mu\text{m}$.

El estudio microscópico de las rocas ha puesto de manifiesto la existencia de un elevado porcentaje de albitas que, en ocasiones, muestran fenómenos de intensa sericitización.

Estas rocas en condiciones climáticas xerofíticas y de fuertes contrastes estacionales se disgregan mecánicamente con mucha facilidad, con lo que los procesos de hidrólisis de los minerales primarios tienen lugar rápidamente. Estos mecanismos físicos y fisicoquímicos producen la alteración de las albitas, lo que ha quedado constatado por los estudios microscópicos; por el contrario, los feldespatos potásicos permanecen prácticamente inalterados, mientras que las micas sólo se ilitizan parcialmente.

Las albitas alteradas muestran en las microfotografías de SEM superficies limpias, lo que indica que sus productos de alteración han migrado a lo largo de microfracturas hasta rellenar microporos en los que se depositan los aluminosilicatos secundarios de neoformación. A este respecto, hay que resaltar la abundancia de cuarzos frescos parcialmente recubiertos por estas arcillas.

Por tanto, a lo largo de la alteración edafoquímica, el catión que juega el papel fundamental es el sodio proveniente de la corrosión de las albitas. Este hecho ha quedado probado por la evolución, experimentalmente determinada, del pH con el tiempo: incremento entre 0,4-0,5 unidades hasta alcanzar el equilibrio. Este resultado está de acuerdo con los estudios más recientes sobre alteración experimental de albitas (Petrovic *et al.*, 1976; Wollast y Chou, 1985), en los que se ha demostrado que el primer estadio de la alteración consiste en una reacción de cambio iónico en la que el sodio incluido en la red del tectosilicato se intercambia con protones procedentes de la fase acuosa, con una cinética extraordinariamente rápida. Este efecto de «alcalinización» inicial del medio debe dar lugar a un incremento en la solubilidad de la sílice liberada a partir de la red silico-alumínica de la albita.

Los estudios realizados con TEM (fig. 5) ponen de manifiesto además, que junto a morfologías de beidellitas predominantes se observan otras tubulares y curvadas de haloisita ($< 0.3 \mu\text{m}$) y esferoidales de muy pequeño tamaño ($< 0.1 \mu\text{m}$) correspondientes a fases amorfas similares a las descritas por Velbel (1983). Además, en aquellos microambientes en los que se produce un prolongado contacto entre solución de alteración y albita, la primera puede adquirir suficiente sílice y alumina como para alcanzar la precipitación de beidellita o haloisita-7Å (Velbel, 1983) que, en este caso se encuentra en relación directa con los procesos de humectación-deseccación (dilución-saturación), que caracterizan a los climas xerofíticos. Así,

las variaciones en las condiciones microclimáticas del medio de alteración deben producir fluctuaciones en las actividades de sílice y alumina y, por tanto, variaciones de pH suficientes como para provocar la neoformación de beidellita en condiciones de elevada actividad de sílice y de haloisita-7Å en caso contrario.

De esta forma, el predominio de beidellita podría explicarse por el enriquecimiento en hidroxilos de las soluciones de alteración originado por el rápido intercambio sodio-protón durante la hidrólisis de la albita y, favorecido por la elevada actividad de ácido ortosilícico en fase acuosa.

Finalmente, de acuerdo con Calvert *et al.* (1980) y Karathanasis *et al.* (1983), los filosilicatos 1:1 de baja cristalinidad, con solubilidades próximas o iguales a las de la haloisita, tienden a formarse donde la alteración se encuentra menos avanzada, caso de las rocas graníticas incipientemente alteradas, en tanto que según avanza la alteración se favorece la estabilización de caolinita; esto último explica la presencia de caolinita, así como la ausencia de haloisita en las arcosas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo desean expresar su agradecimiento al Dr. Jesús Galván del Instituto de Edafología y Biología Vegetal del CSIC, por las observaciones de Microscopía Electrónica de Transmisión.

Referencias

- Alvarez, J. B.; Gumuzzio, J. y Batlle, J. (1981): Aportación al estudio de suelos de horizonte textural en la facies Madrid. *An. Edaf. y Agrobio.*, 40, 2139-2153.
- Barahona, E. (1974): Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada. Tesis Doctoral. *Universidad de Granada, Serv. Publ.* 398 págs.
- Calvert, C. S.; Buol, S. W. and Weed, S. B. (1980): Mineralogical characteristic and transformation of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 44, 1104-1112.
- Churchman, G. J.; Whitton, J. S.; Clairage, G. G. and Theng, B. K. G. (1984): Intercalation method using formamide for differentiating halloysite from kaolinite. *Clays Clay Miner.*, 32, 241-248.
- Douglas, L. A. and Fiessinger, F. (1971): Degradation of clay minerals by H_2O_2 treatments to oxidize organic matter. *Clays Clay Miner.*, 19, 67-68.
- Greene-Kelly, R. (1953): Identification of montmorillonite. *J. Soil Sci.*, 4, 233-237.
- Jiménez Ballesta, R.; Martín de Vidales, J. L. y García Giménez, R. (1982): Significado de la presencia de horizontes B₁ en suelos de la facies de Madrid. Aproximación para explicar el contenido de arcilla en este tipo de horizontes. *An. Edaf. y Agrobio.*, 41, 1236-1248.
- Karathanasis, A. D.; Adams, F. and Hajek, B. F. (1983): Stability relationships in kaolinite, gibbsite and Al-hydroxy interlayered vermiculite. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 47, 1247-1251.

- Petrovic, R.; Berner, R. A. and Goldhaber, M. B. (1976): Rate control in dissolution of alkali feldspars. I. Study of residual grains by X-ray photoelectron spectroscopy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 537-548.
- Robert, M. et Veneau, G. (1978): Stabilité des minéraux phylliteux 2/1 en conditions acides. Role de la composition octaédrique. *Inter. Clay Conference. Mortland and Farmer ed. Developments in Sedimentology* 27, Elsevier, 385-394.
- Velbel, A. (1983): A dissolution reprecipitation mechanism for the pseudomorphous replacement of plagioclase feldspar by clay minerals during weathering. *Sci. Geol. Mem.*, 71, 139-147.
- Wollast, R. and Chou, L. (1985): Kinetic study of the dissolution of albite with a continuous flow-trough fluidized bed reactor. *The Chemistry of Weathering. J. I. Drever ed. NATO ASI series* vol. 149, 75-96. Reidel publishing Co. Dordrecht.

Recibido el 17 de mayo de 1988
Aceptado el 20 de diciembre de 1988