

TRANSFORMACIONES MINERALOGICAS EN SUELOS SOBRE FORMACIONES TIPO "RAÑA"

M. T. García-González y F. J. Aragonese

*Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC.
Serrano, 115 Dpdo. 28006 - Madrid.*

RESUMEN

Se estudia en este trabajo la composición mineralógica de las fracciones arcilla ($\leq 2 \mu\text{m}$) y limo fino (2-8 μm) de unos perfiles situados en la provincia de Guadalajara y desarrollados sobre formaciones tipo "raña".

Los minerales predominantes son filosilicatos, cuarzo y goetita. Caolinita e illita son los minerales de la arcilla que presentan contenidos más elevados. Se encuentran presentes también esmectita de alta carga y minerales 2:1 hidroxialumínicos, ambos procedentes de la transformación de la illita, cuyo origen hay que buscarlo en el material originario. Las condiciones edáficas conducen en última instancia a la formación de caolinita.

Palabras clave: Suelos ácidos. Illita. Esmectita de alta carga. Minerales 2:1 hidroxialumínicos.

SUMMARY

MINERALOGICAL TRANSFORMATIONS IN RAÑA TYPE SOILS

The paper deals with the mineralogical composition of clay ($\leq 2 \mu\text{m}$) and fine silt (2-8 μm) size-fractions of soil profiles located in the province of Guadalajara (Central Spain) and developed upon "raña" type formations.

The major minerals are phyllosilicates, quartz and goethite. Kaolinite and illite are the clay minerals with the highest contents. High charge smectite and hydroxy-interlayered 2:1 clay minerals are also present, both minerals formed after the transformation of illite. The soil conditions lead finally to the formation of kaolinite.

Key words: Acid soils. Illite. High charge smectite. Hydroxy interlayered clays.

INTRODUCCION

Aunque son abundantes los estudios geológicos sobre "raña" no ocurre lo mismo sobre los procesos de formación y evolución de sus

Este trabajo ha sido subvencionado por la CAICYT (Proyecto PR84/0140/C06).

suelos. El lo que se refiere a los estudios edafológicos hay que destacar los trabajos de Espejo (1978; 1985; 1987), Vicente *et al.* (1986), Rodríguez-Pascual *et al.* (1987), García - González y Aragonés (1988; 1990); García-Rodríguez *et al.* (1988; 1989); Jiménez-Ballesta *et al.* (1988); Palomar *et al.* (1988); Pinilla y Aleixandre (1988), Sánchez Camazano *et al.* (1988), Aleixandre y Pinilla (1989); Aragonés y García-González (1989) y Aragonés (1990).

Espejo (1978) indica la predominancia de caolinita bien cristalizada en la fracción arcilla de suelos de raña del sector Cañamero-Horcajo de los Montes (Extremadura y Castilla-La Mancha) sugiriendo la neoformación de este mineral *in situ*. Otros filosilicatos identificados son ilita, clorita y en algún caso pirofilita. Asimismo identifica goetita y hematites como las principales formas de óxidos de hierro cristalinos, pero en ningún caso detecta la presencia de gibsita. La presencia esporádica de esmectita en suelos de raña ha sido indicada por Espejo (1985; 1987), si bien aparece fundamentalmente en los horizontes profundos siendo su proporción inferior a la de la caolinita.

Vicente *et al.* (1986), estudiado

suelos de raña de la provincia de Salamanca, encuentran que en la mayor parte de los perfiles el filosilicato dominante en la fracción arcilla es la ilita, seguida de la caolinita; en el resto de los perfiles la proporción de ambas especies minerales está invertida. Junto a estos minerales, detectan la presencia de clorita, minerales interstratificados y goetita, señalando la presencia de cantidades mínimas de gibsita. García-González y Aragonés (1988) identifican ilita y caolinita como los filosilicatos fundamentales en suelos sobre formaciones pliocuaternarias en el área de Membrillera (Guadalajara). Como único óxido de hierro cristalino detectan la presencia de goetita. Similar composición mineralógica encuentran Sánchez-Camazano *et al.* (1988) al estudiar suelos desarrollados sobre superficies de raña en la provincia de Salamanca y Segovia.

García - González y Aragonés (1990) identifican paragonita en las fracciones finas de suelos desarrollados sobre formaciones de raña en la provincia de Guadalajara, no encontrando ninguna correlación entre los contenidos de este mineral y de ilita. El factor que condiciona la existencia de paragonita es la fuente de los materiales de cada una de las zonas.

MATERIALES Y METODOS

Los perfiles de este estudio tienen como material originario sedimentos areno-arcillo-pedregosos ("raña") y se encuentran situados al NW de la provincia de Guadalajara en el término municipal de Zarzuela de Jadraque. Su localización y princi-

pales características se reflejan en la Tabla 1.

Se tomaron muestras de todos los horizontes, obteniéndose por sedimentación las fracciones arcilla ($\leq 2 \mu\text{m}$) y limo fino (2-8 μm). La identificación mineralógica se llevó a

TABLA 1

Características más importantes de los perfiles (Monturiol et al., in litt.). () Referidas a la hoja topográfica 21-18 del mapa militar de España 1:50.000 serie L.*

Perfil Altitud	Coordenadas (*)	Clasificación Soil Taxonomy/FAO	Morfología del perfil	Acidez (pH, H ₂ O 1:2.5) / Profundidad
MP-I 1130 m	45 ⁴⁸ 4 ⁹⁴	Aquultic Hapludalf Luvisol gleico	Ap-ABg-Btgs ₁ - Btgs ₂ -CBr	Fuertemente ácido 110 cm
MP-II 1130 m	45 ^{47.5} 4 ^{93.5}	Albaquultic Hapludalf Luvisol gleico	Ap-E-Btgs ₁ - Btgs ₂ -BCtr	Muy fuertemente ácido 110 cm

cabo por difracción de rayos X con un difractómetro Philips PW 1130 (radiación CuK α con monocromador de grafito). Se llevaron a cabo tres tratamientos diferentes para la saturación de las muestras con Mg: i) lavado tres veces con MgCl₂ 0.5 M, el primero de ellos teniendo en contacto la disolución con la sal durante 24 h (procedimiento sMg); ii) lavado dos veces con acetato sódico 1 M y después cuatro veces con MgCl₂ 0.5 M (procedimiento Na-sMg); iii) igual que la anterior pero manteniendo la temperatura a 70 °C en un baño de agua (procedimiento 70Na-sMg). Las muestras saturadas con K de los horizontes esmectíticos se prepararon lavando dos veces con acetato sódico 1 M y después cuatro veces con KCl 1 M, manteniéndose la temperatura a 70 °C (procedimiento 70Na-sK). En los horizontes superficiales las muestras fueron saturadas con K siguiendo el procedimiento normal (sK).

Se realizaron difractogramas de la arcilla y limo fino magnésicos de cada muestra usando a) polvo deso-

rientado, y los siguientes agregados orientados b) secos al aire c) solvatados con etilenglicol d) solvatados con glicerina e) calentados a 300 °C durante tres horas f) calentados a 500 °C durante 3 horas. Para las muestras saturadas con K se realizaron difractogramas de agregados orientados a) secos al aire a una HR = 55% y b) solvatados con etilenglicol. La estimación mineralógica semicuantitativa de cuarzo, feldspatos, goetita y filosilicatos totales fue obtenida de los difractogramas de polvo desorientado integrando el área de los efectos de difracción a 0.426, 0.325, 0.416, y 0.444 nm respectivamente y usando los poderes reflectantes dados por Schultz (1964). Los contenidos de caolinita, ilita, paragonita, esmectita y minerales 2:1 hidroxialumínicos se estimaron de una forma similar usando los difractogramas de agregados orientados; las áreas de los picos se midieron a 0.72 (caolinita), 1.00 (ilita), 0.48 (paragonita), 1.69 y 1.41 en la muestra solvatada con etilenglicol (esmectita y minerales 2:1 hidroxialumínicos).

RESULTADOS

FRACCION ARCILLA

La composición mineralógica de los perfiles MP-I y MP-II es muy parecida (Tablas 2 y 3). Caolinita e illita son los minerales de la arcilla dominantes, junto a menores cantidades de esmectita y filosilicatos 2:1 hidroxialumínicos. Están acompañados por goetita y, en los horizontes superficiales, por cuarzo y feldespatos. La presencia de haloisita ha sido descartada utilizando el test de la N-metilformamida (Churchman *et al.*, 1984), lo que permite concluir que se trata de una caolinita cuyo contenido es elevado sobre todo en la parte profunda del perfil. El segundo mineral en importancia en el perfil es la illita. La relación de intensidades entre las reflexiones basales 001 (1.00 nm) y 002 (0.50 nm) es menor que cuatro, lo que indica que es alumínica. El contenido en illita va disminuyendo a medida que profundizamos en el perfil.

Acompañando a caolinita e illita se encuentran minerales de 1.4 nm en proporciones variables a lo largo del perfil, pero siempre por debajo del 17%. En los horizontes superiores dicha reflexión no muestra ningún desplazamiento cuando se solvata con etilenglicol y glicerina (Fig. 1). Por otra parte, el calentamiento a 300 °C durante tres horas provoca la "desorganización" del pico en una banda ancha ligeramente desplazada hacia espaciados menores. En los agregados calentados a 500 °C no es observable ningún efecto en la zona 1.00-1.40 nm, lo que descarta la presencia de clorita "sensu stricto". Sin embargo, éste tampoco es el comportamiento de una vermiculita

típica ya que el tratamiento a 300° no ha colapsado al mineral, lo que hace pensar que puedan existir capas de hidróxido de aluminio interlaminares. La caracterización de los minerales 2:1 hidroxialumínicos se realiza mediante la saturación con potasio seguida de una deshidratación progresiva por medio de vacío o calentamiento (Robert, 1975). Mientras que el espaciado de una vermiculita-K es de 1.04 nm, los minerales 2:1 hidroxialumínicos saturados con potasio sólo llegan a colapsar completamente cuando se calientan a 550 °C. En las muestras de los horizontes Ap de los perfiles estudiados, después de la saturación con K⁺, sigue apareciendo una reflexión a 1.4 nm que confirma la existencia de una capa hidroxialumínica interlaminares en el filosilicato 2:1. Al calentar a 300 °C durante tres horas sigue observándose un efecto a 1.24 nm, lo cual indica que esta capa impide el colapsamiento de las láminas a esta temperatura, comportamiento característico de minerales intergradados.

En la muestra magnésica de la fracción arcilla de los horizontes inferiores aparece una banda cuyo máximo se sitúa entre 1.20 y 1.36 nm que se desplaza hacia espaciados basales mayores cuando se solvata con etilenglicol y glicerina (Fig. 2). El espaciado es más bajo que el de una esmectita magnésica y los hinchamientos con compuestos orgánicos tampoco siguen el comportamiento habitual. Puede ser que el Mg no hay substituido completamente al resto de los cationes interlaminares y como el método utilizado ha sido el habitual para homioio-

TABLA 2

Perfil MP-I. Composición mineralógica semi-cuantitativa.
nd = no determinado, tr = trazas, Intrs = Interestratificado regular illita-esmectita,
Hi-Al = minerales 2; 1 hidroxialumínicos.

	% Lami.	% Cuar.	% Feld.	% Goet	% Caol.	% Ilit.	% Hi-Al	% Esme.	% Intrs.
Ap Suelo	21	73	6	—	nd	nd	nd	nd	nd
ABg Suelo	28	64	4	4	nd	nd	nd	nd	nd
Btgs1 Suelo	68	25	—	7	nd	nd	nd	nd	nd
Btgs2 Suelo	53	39	—	8	nd	nd	nd	nd	nd
CBr Suelo	46	47	—	6	nd	nd	nd	nd	nd
Ap Limo M+G.	12	82	6	—	nd	nd	nd	nd	nd
ABg Limo M+G.	9	82	9	—	nd	nd	nd	nd	nd
Btgs1 Limo M+G.	15	78	2	5	nd	nd	nd	nd	nd
Btgs2 Limo M+G.	22	66	—	12	nd	nd	nd	nd	nd
CBr Limo M+G.	34	58	tr	7	nd	nd	nd	nd	nd
Ap Limo Fino.	48	44	4	4	8	36	4	—	—
ABg Limo Fino.	42	45	6	7	7	31	4	—	—
Btgs1 Limo Fino.	72	15	tr	13	51	21	—	—	—
Btgs2 Limo Fino.	73	12	tr	15	40	11	—	22	—
CBr Limo Fino.	70	11	2	17	23	7	—	32	8
Ap Arcilla	84	9	tr	7	40	34	9	—	—
ABg Arcilla	83	8	tr	9	41	36	6	—	—
Btgs Arcilla	83	7	—	10	60	20	3	—	—
Btgs2 Arcilla.	90	—	—	10	68	11	—	12	—
CBr Arcilla.	93	—	—	7	75	8	—	9	—

TABLA 3

Perfil MP-II. Composición mineralógica semi-cuantitativa.
nd = no determinado, tr = trazas, Intrs = Interestratificado regular elita-esmectita,
Hi-Al = minerales hidroxialumínicos.

	% Lami.	% Cuar.	% Feld.	% Goet.	% Caol.	% Ilit.	% Clor.	% Hi-Al	% Esme.	% Intrs.
Ap Suelo	10	89	1	—	nd	nd	nd	nd	nd	nd
E Suelo	11	88	tr	—	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Btgs1 Suelo	56	36	tr	8	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Btgs2 Suelo	49	45	tr	6	nd	nd	nd	nd	nd	nd
BCtr Suelo	35	61	tr	4	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ap Limo M+G.	12	82	7	—	nd	nd	nd	nd	nd	nd
E Limo M+G.	12	80	8	—	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Btgs1 Limo M+G.	32	59	2	6	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Btgs2 Limo M+G.	39	52	tr	8	nd	nd	nd	nd	nd	nd
BCtr Limo M+G.	34	57	2	7	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ap Limo Fino.	44	45	6	5	9	33	2	—	—	—
E Limo Fino.	51	34	4	11	15	17	—	—	20	tr
Btgs1 Limo Fino.	75	12	2	11	46	7	—	—	21	—
Btgs2 Limo Fino.	80	7	2	12	34	8	—	—	31	6
BCtr Limo Fino	69	16	4	11	38	6	—	—	24	tr
Ap Arcilla	81	9	tr	8	43	31	—	6	—	—
E Arcilla	81	8	1	10	46	21	—	—	14	—
Btgs1 Arcilla.	93	—	—	7	70	12	—	—	11	—
Btgs2 Arcilla.	92	—	—	8	75	7	—	—	9	—
BCtr Arcilla	92	—	—	8	65	11	—	—	16	—

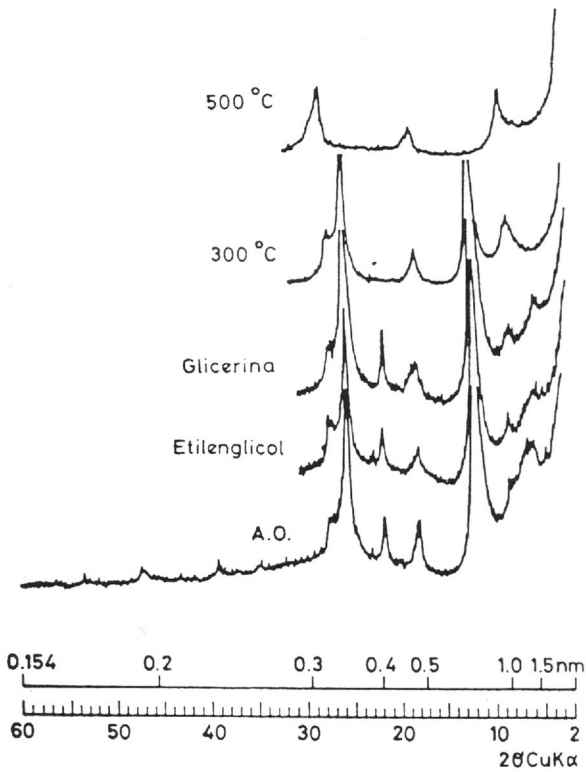


FIG. 1.—Difractogramas de agregados orientados sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla magnésica. Horizonte Ap del perfil MP-I.

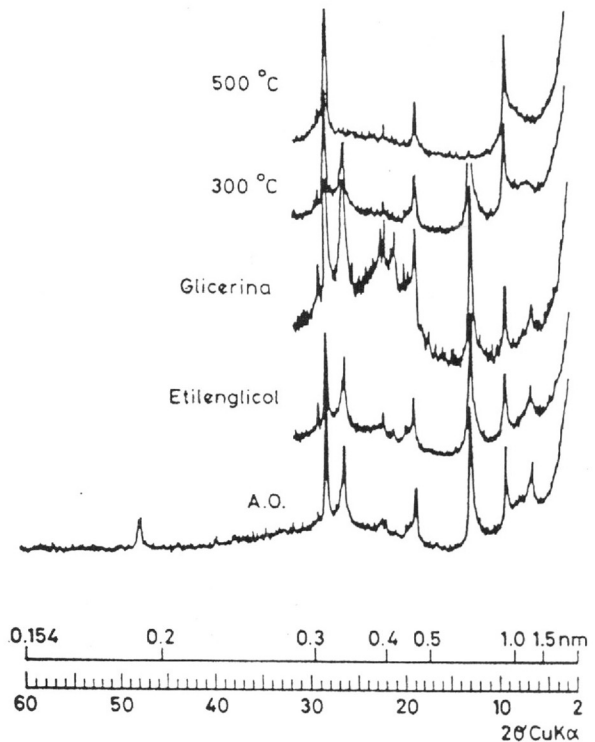


FIG. 2.—Difractogramas de agregados orientados sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla magnésica. Horizonte CBr del perfil MP-I.

nizar una arcilla (tratamiento sMg), puede concluirse que los cationes interlaminares se encuentran fuertemente retenidos.

La arcilla potásica del horizonte CBr tratada mediante el procedimiento 70Na-sK presenta una única reflexión a 1.02 nm, además del máximo correspondiente a la caolinita. Este efecto se debe tanto a la ilita como al mineral expandible al que se aludía anteriormente, detectado en la muestra magnésica. El espaciado se acerca más al de una vermiculita-K que al de una esmectita-K. La solvatación con etilenglicol no produce ningún cambio en el difractograma.

En los difractogramas de las muestras naturales aparece una única reflexión con máximo a 1.0-1.1 nm asimétrica hacia ángulos mayores, en la que debe encontrarse englobada la contribución de esmectita e ilita. El catión predominante en la esmectita debe ser K^+ ya que da lugar a un espaciado basal parecido al descrito por MacEwan y Wilson (1980). Por ello, se piensa que este catión es el responsable de que las láminas estén colapsadas, dificultando el intercambio con otros cationes (por ejemplo Mg^{2+}). Esto explicaría el comportamiento anómalo de la esmectita de estos suelos frente al intercambio de su catión interlaminar.

El desplazamiento de la reflexión 1.20-1.36 nm hacia ángulos menores al solvatar con etilenglicol y glicerina pone de manifiesto la naturaleza esmectítica de este filosilicato. Sin embargo, su comportamiento no corresponde al de una esmectita típica debido a que: i) los métodos normales para poner la muestra homoiónica magnésica no han conse-

guido sustituir los cationes interlaminares existentes; y ii) el filosilicato-K tiene un espaciado basal próximo a 1.0 nm.

FRACCION LIMO FINO

El contenido medio en filosilicatos es alto en ambos perfiles (Tablas 2 y 3), observándose una clara diferencia entre los horizontes superiores, con un contenido inferior al 52% y los restantes, en donde el contenido en minerales laminares es igual o superior al 69%. Todos estos valores resultan muy elevados tratándose de la fracción limo fino. Una posible explicación es que la dispersión de las muestras para obtener las distintas fracciones granulométricas puede haber sido incompleta, ya que existen dispersantes más eficaces que el amoníaco, empleado en este trabajo.

Dentro de los filosilicatos, el que presenta una concentración media más alta en el perfil es la caolinita. El test con N-metilformamida descarta la presencia de haloisita. El contenido en caolinita es muy pequeño en los horizontes A, para pasar a ser el mineral mayoritario en los horizontes inferiores. El segundo filosilicato en importancia es la mica dioctaédrica, ilita, cuya proporción es aproximadamente la misma en esta fracción que en la arcilla.

Los difractogramas de agregados orientados de los horizontes inferiores presentan una banda en la región 1.05-1.20 nm que se desplaza al solvatar con compuestos orgánicos lo que sugiere la existencia de minerales hinchables. Para aclarar este resultado, las muestras fueron saturadas con Mg siguiendo

el procedimiento normal (tratamiento sMg), lo cual provocó un desplazamiento del pico a 1.25 nm (Fig. 3). Esta reflexión puede deberse a la presencia de un mineral interstratificado o simplemente a que el catión Mg^{2+} no ha sido capaz de sustituir al catión interlamilar de los minerales esmectíticos. Pensando en la última posibilidad, el limo fino fue tratado previamente con acetato sódico de forma que el catión Na^+ facilitara la entrada del Mg^{2+} (tratamiento NasMg, Fig. 3). Aunque en este caso se desplazó la reflexión 001 a ángulos menores, tampoco ésto fue suficiente para conseguir la entrada del magnesio. Por ello se repitió el tratamiento pero manteniendo la temperatura a $70^{\circ}C$ (tratamiento 70Na-sMg, Fig. 3). Esto permitió el desplazamiento del pico hasta 1.4 nm en el agregado orientado, 1.7 nm al ser solvatado con etilenglicol y 1.8 nm al ser solvatado con glicerina. Se trata, por tanto, de una esmectita en donde la sustitución de todos los cationes interlaminares por Mg^{2+} sólo se garantiza al utilizar el tratamiento 70Na-sMg. En los difractogramas de las muestras potásicas se puede observar el colapsamiento del filosilicato 2:1 expandible a 1.0 nm, lo que indica que la carga laminar es del orden de la de vermiculita. El mineral 2:1 estudiado se ha identificado como una esmectita de alta carga, considerando los criterios indicados por Egashira *et al.* (1982). Su contenido es más elevado en la fracción limo fino que en la arcilla.

El efecto a 2.5 nm que aparece después de utilizar el tratamiento de saturación 70Na-sMg en algunas de las muestras de esta fracción, es

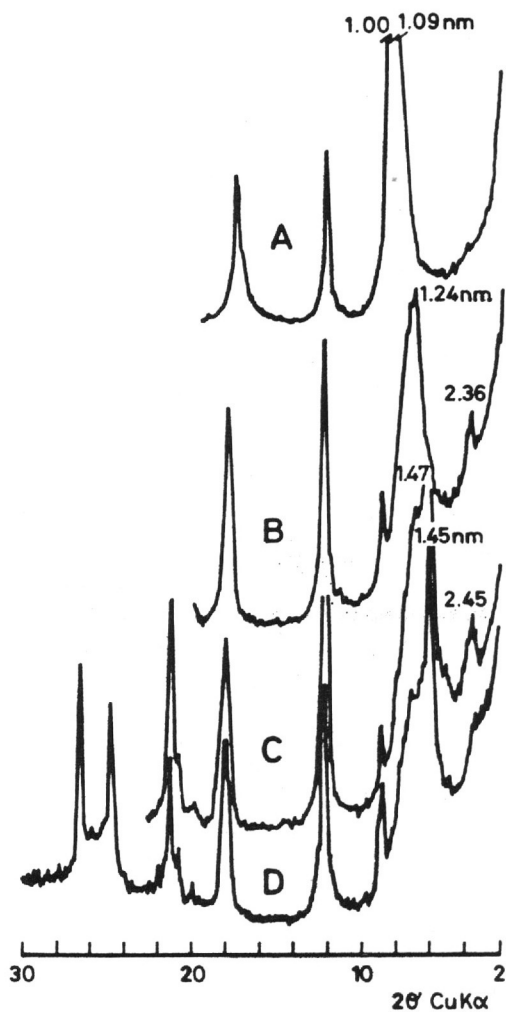


FIG. 3.—Difractogramas de agregados orientados sometidos a distintos tratamientos de saturación. Fracción limo fino. Horizonte CBr del perfil MP-I. A = natural. B = después del tratamiento sMg. C = después del tratamiento NasMg. D = después del tratamiento 70Na-sMg.

indicativo de la presencia de una pequeña cantidad de mineral interstratificado regular. El desplazamiento de dicho efecto a ángulos menores cuando se solvata con etilenglicol, permite identificar dicho mineral

como un interestratificado regular ilita-esmectita (I/S). Hay que destacar que sólo ha sido detectado en la fracción limo fino, cuando lo normal es encontrarlo en las fracciones más finas (Srodon, 1980). También aparecen en los horizontes más

superficiales picos débiles a 1.4 nm que desaparecen después de la saturación con K^+ , apuntando la existencia, al igual que ocurriera en la fracción arcilla, de minerales 2:1 hidroxialumínicos.

DISCUSION

En estos suelos se considera que la caolinita tiene origen edáfico. Su pequeño tamaño de partícula sugiere que se ha formado por un proceso de neoformación. Koppi *et al.* (1987) indican que en suelos australianos es frecuente el caolín de grano fino, siendo probablemente el resultado del proceso de neoformación. Sin embargo, tampoco se debe destacar la formación de caolinita a partir de micas en vías de alteración o de minerales de la arcilla 2:1 expandibles, siguiendo los mecanismos propuestos por Kukovsky (1969) entre otros autores. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que la acumulación de caolinita en los horizontes de acumulación de arcilla se debe no sólo a una formación "in situ", sino también a procesos de arrastre. Esto se pone de manifiesto por la diferencia en el contenido de caolinita entre los horizontes A y E (empobrecidos en este filosilicato) y los Bt en donde se acumula. Esta traslocación se ve favorecida por el pequeño tamaño de partícula del mineral.

La ilita es el segundo filosilicato en importancia en las fracciones finas de estos perfiles. Normalmente es heredado del material originario o procede de la alteración durante la

edafogénesis de partículas gruesas de moscovita. El estudio del material originario de estos suelos señala que la ilita está ya presente, lo que confirma que su origen ha sido heredado.

El origen más probable de la esmectita de alta carga y del interestratificado regular ilita-esmectita es la transformación de la mica dioctaédrica ilita. En muchos suelos se han descrito filosilicatos hinchables de alta carga, procedentes de la alteración de la mica (Robert *et al.*, 1974; Stoch y Sikora, 1976 y Badraoui *et al.*, 1987). En la esmectita de los suelos estudiados en este trabajo, el potasio no ha sido completamente lixiviado por la alteración y se encuentra fuertemente retenido en el espacio interlaminar, lo que se traduce en que la apertura de láminas y entrada de otros cationes se produce con dificultad. El colapsamiento de la esmectita potásica a 1.0 nm, también apunta hacia el origen micáceo de este mineral. Esta capacidad de fijación del potasio, ha sido utilizada para distinguir esmectitas derivadas de mica de otras de distinto origen (Robert *et al.*, 1974). Sarkisyan y Kotelnikov (1972) señalan que en el proceso de transformación, las esmectitas procedentes de micas únicamente

han sufrido pequeñas variaciones, como la pérdida del potasio interlaminar, entrada de otros cationes hidratados (principalmente Mg y Ca) y la sustitución de silicio por aluminio en la capa tetraédrica. Se diferencian de una montmorillonita "normal", por la forma aguda de la reflexión basal 001 (Stoch y Sikora, 1976).

La esmectita de alta carga es por lo tanto un mineral inestable que proviene del primer estadio en la transformación de la illita y que se acumula en el limo fino. La mayor abundancia de este mineral en las fracciones gruesas indica que es un producto de transformación en la alteración de la mica, que se encuentra preferentemente en estas fracciones (Senkayi *et al.*, 1985). En el caso de los perfiles estudiados la acidez imperante no parece favorecer la formación ni presencia de esmectita. Numerosos autores, entre los que cabe destacar a Buol *et al.*, 1980, la consideran una especie

inestable en medios ácidos. Sin embargo, su presencia en podsoles o su síntesis en el laboratorio bajo condiciones de pH 3.2-3.9 (Vicente *et al.*, 1977), indican que no se puede descartar su presencia en este tipo de medios. Recio *et al.* (1985) encuentran una esmectita con propiedades muy similares a la caracterizada en estos perfiles en Alfisoles de los Montes de Toledo con un pH próximo a 5. Por otra parte, la hidromorfía existente en los horizontes inferiores de los perfiles, provoca una cierta acumulación de bases. Si además se tiene en cuenta que, según Douglas (1989), la gleyzación impide la formación de vermiculita, se puede hablar de la esmectita de alta carga como de una especie "metaestable" en estas condiciones agresivas.

En los horizontes superiores de estos perfiles, los filosilicatos 2:1 hidroxialumínicos provienen de la alteración de la mica de acuerdo con Barnishel y Bertsch (1989).

CONCLUSIONES

Los resultados del presente trabajo indican lo siguiente:

La alteración de la mica dioctáedrica illita conduce a la formación de los minerales hidroxialumínicos en los horizontes superficiales y esmectita de alta carga en los profundos.

La caolinita posee origen edáfico. Su pequeño tamaño de partícula

sugiere su neoformación si bien no se puede destacar que proceda de la transformación de filosilicatos 2:1.

La esmectita de alta carga es una especie metaestable que conducirá en última instancia a la formación de caolinita.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a M. P. Lázaro y A. Gómez por la asistencia técnica.

BIBLIOGRAFIA

- ALEXANDRE, T. y PINILLA, A., 1989. Mineralogía de suelos sobre raña en los valles del Jarama y del Henares (Guadalajara). Res. 2ª Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid, 43. Asociación Española para el estudio del Cuaternario (AEQUA), Madrid.
- ARAGONESES, F. J., 1990. Geoquímica y mineralogía de las fracciones finas de suelos tipo raña en la provincia de Guadalajara. Tesis doctoral, U. A. M., Madrid.
- ARAGONESES, F. J. y GARCIA-GONZALEZ, M. T., 1990. Presencia de paragonita en suelos de Robledo de Corpes (Guadalajara). Res. 2ª Reunión Cuaternario Ibérico, Madrid, 44. Asociación Española para el estudio del Cuaternario (AEQUA), Madrid.
- BADRAOUI, M., BLOOM, P. R. and RUST, R. H., 1987. Occurrence of high charge beidellite in a vertic haplaquoll of northwestern Minnesota. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 813-818.
- BARNISHEL, R. I. and BERTSCH, P. M., 1989. Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite: 729-788. En: *Minerals in soil environments* J. B. Dixon and S. B. Weed (Eds.). Soil Sci. Soc. of Am., Madison, USA.
- BUOL, S. W., HOLE, F. D. and MacCRACKEN, R. J., 1980. Soil genesis and classification. The Iowa State Univ. Press Ames.
- CHURCHMAN, G. J., WHITTON, J. S., CLARIDGE, G. G. C. and THENG, B. K. G., 1984. Intercalation method using formamide for differentiating halloysite from kaolinite. *Clays Clay Miner.* 32: 241-248.
- DOUGLAS, L. A., 1989. Vermiculites: 635-674. In: *Minerals in Soil Environments* J. B. Dixon and S. B. Weed, (Eds.). Soil Sci. Soc. of Am., Madison, USA.
- EGASHIRA, K., DIXON, J. B. and HOSSNER, L. R., 1982. High-charge smectite from lignite overburden of east Texas. *Proc. Int. Clay Conf.* 1981: 335-345. Developments in sedimentology 35. H. van Olphen and F. Veniale (Eds.). Elsevier, Amsterdam.
- ESPEJO, R., 1978. Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña en el sector Cañamero-Horcajo de los Montes. Tesis Doctoral. E. T. S. Ingenieros Agrónomos, Madrid.
- ESPEJO, R., 1985. The ages and soils of two levels of "Raña" surfaces in Central Spain. *Geoderma*, 35: 223-239.
- ESPEJO, R. 1987. The soils and ages of the "Raña" surfaces related to the Villuerca and Altamira Mountain ranges (Western Spain). *Catena*, 14: 399-418.
- GARCIA GONZALEZ, M. T. y ARAGONESES, F. J., 1988. Relación entre la mineralogía y el tamaño de partícula en suelos sobre formaciones pliocuaternarias en el área de Membrillera (Guadalajara). II Congr. Nac. de la Ciencia del Suelo, Sevilla, 529-534.
- GARCIA GONZALEZ, M. T. y ARAGONESES, F. J., 1990. Paragonite in spanish "raña" soils. *J. Soil Sci.*, 41: 313-323.
- GARCIA RODRIGUEZ, M. P., FORTEZA, J., GARCIA RODRIGUEZ, A. y LORENZO, L. F., 1988. Dinámica del hierro y del aluminio en suelos desarrollados sobre rañas en la provincia de Salamanca. II Congr. Nac. de la Ciencia del Suelo, Sevilla, 396-401.
- GARCIA RODRIGUEZ, M. P., FORTEZA, J. y LORENZO, L. F., 1989. Estudio edafogenético en suelos de rañas. Distribución de hierro y aluminio. *An. Edafol. Agrobiol.*, 48: 557-573.
- JIMENEZ BALLESTA, R., IBÁÑEZ, J. J., MONTURIOL, F., ALCALA, L. y PALOMAR, M. L., 1988. Fraccionamiento y distribución de óxidos de hierro en superficies de tipo raña y altas terrazas al sur del macizo de Ayllón y Somosierra (Sistema Central). *An. Edafol. Agrobiol.*, 47: 1363-1378.
- KOPPI, A. J., SKJEMSTAD, J. O., PAGE, D. W. and COCKAYNE, D. J. H., 1987. Size

- and charge characteristics of kaolinitic soils in SE Queensland. *J. Soil Sci.*, 38: 395-404.
- KUKOVSKY, E. G., 1969. Alteration processes in clay minerals. *Clay Miner.*, 8: 234-237.
- MacEWAN, D. M. C. and WILSON, M. J., 1980. Interlayer and intercalation complexes of clay minerals: 197-248. In: *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification* G. W. Brindley and G. Brown (Eds.). Mineralog. Soc., London.
- PALOMAR, M. L., JIMENEZ BALLESTA, R., MONTURIOL, F. y GUERRA, A., 1988. Dinámica del Fe y Al en rañas bajas y terrazas en la provincia de Guadalajara. *An. Edafol. Agrobiol.*, 47: 1541-1552.
- PINILLA, A. y ALEIXANDRE, T., 1988. Estudio comparativo de la alteración mineral de suelos desarrollados sobre raña y terraza (provincia de Guadalajara). II Congr. Nac. Ciencia del Suelo, Sevilla: 523-528.
- RECIO, M. P., GARCIA GONZALEZ, M. T. y GARCIA VICENTE, J., 1985. Alfisoles de los Montes de Toledo. I. Perfil Typic Palexeralf. Estudio mineralógico de la fracción arcilla por difracción de rayos X y espectroscopía infrarroja. *An. Edafol. Agrobiol.*, 44: 633-647.
- ROBERT, M., 1975. Principes de détermination qualitative des minéraux argileux a l'aide des rayons X. *Ann. Agron.*, 26: 363-399.
- ROBERT, M., TESSIER, D., ISAMBERT, M. et BAIZE, D., 1974. Evolution des glauconites et illites. Contribution a la connaissance des smectites des sols. *Trans. 10th Int. Congr. Soil Sci.*, Moscow, 7: 97-106.
- RODRIGUEZ PASCUAL, C., GALVAN, B. and GALVAN, J., 1987. Mineralogical properties of soils on "raña" formations in the province of Guadalajara (Spain). 6th Meeting European Clay Groups, Sevilla: 467-469.
- SANCHEZ CAMAZANO, M., SANCHEZ MARTIN, M. J. y VICENTE, M. A., 1988. Características de la fracción arcilla en los suelos de raña al norte del Sistema Central. II Congr. Nac. Ciencia del Suelo, Sevilla: 548-553.
- SARKISYAN, S. G. and KOTELNIKOV, D. D., 1972. Genesis and thermodynamic stability of dicotahedral and trioctahedral mixed-layer minerals in sedimentary rocks. *Proc. Int. Clay Conf. 1972*, Madrid, 281-289. J. M. Serratos, (Ed.). CSIC, Madrid.
- SENKAYI, A. L., DIXON, J. B., HOSSNER, L. R. and KIPPENBERGER, L. A., 1985. Layer charge evaluation of expandable soil clays by an alkylammonium method. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49: 1054-1060.
- SRODON, J., 1980. Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. *Clays Clay Miner.*, 28: 401-411.
- STOCH, L. and SIKORA, W., 1976. Transformations of micas in the process of kaolinization of granites and gneisses. *Clays Clay Miner.*, 24: 156-162.
- VICENTE, M. A., RAZZAGHE, M. and ROBERT, M., 1977. Formation of aluminium hydroxy vermiculite (intergrade) and smectite from mica under aridic conditions. *Clays Clay Miner.*, 12: 101-111.
- VICENTE, M. A., SANCHEZ CAMAZANO, M. and SANCHEZ MARTIN, M. J., 1986. Mineralogical study of the 2 μm clay fraction of raña type soils of the northern Meseta (Spain). *Trans. 13th Congr. Int. Soc. Soil Sci.*, Hamburg: 1490-1491.

Recibido de la Comisión: 21-5-91.
Aceptado para publicación: 8-10-91.