

MINERALOGIA DE LA FRACCIÓN ARCILLA DE SUELOS DE LA ZONA ALTA DEL ESTADO LARA

Jesús M Guédez* y Reina Pérez de Roberti*

Resumen

El objetivo de este trabajo fue el de caracterizar la mineralogía de la fracción arcilla de tres perfiles de suelo de la zona papera del estado Lara. La identificación de los minerales se obtuvo a través del análisis de los patrones de difracción de rayos X. Los principales minerales identificados en la fracción arcilla fueron: vermiculita cloritzada, clorita, mica-ilite, cuarzo, caolinita, pirofilita, feldespatos y lepidocrocita. La predominancia de minerales de carga variable, aunado al pH usualmente bajo que presentan estos suelos, implica una baja capacidad de intercambio catiónico efectivo (CICE), lo cual se refleja en una baja retención de cationes básicos imprescindibles en la nutrición mineral de las plantas. Estas características conducen a enfocar el manejo agronómico hacia prácticas tendientes a aumentar la CICE, lo que podría lograrse a través de la aplicación de cal agrícola y/o de incorporación de materia orgánica.

Abstract.

Three soils of the mountain area of Lara state, under potato cultivation were studied from the mineralogical point of view, in order to characterize the clay soil minerals. The x-Ray diffraction patterns allow us to identify the following clay minerals: vermiculite, chlorite, mica-ilite, quartz, kaolinite, pyrophyllite, feldspar and lepidocrocite. A predominance of low activity clays was found. Added to low pH values the results are soils with low CEC. These features are extremely important in the proper management of these soils, indicating the importance of an adequate soil liming and fertilization.

Introducción

La zona alta del estado Lara constituye un área de significativa importancia en el contexto agrícola nacional, fundamentalmente en lo que se prefiere a la producción hortícola principalmente de papa y de café.

En la zona alta se han realizado numerosos trabajos dirigidos a caracterizar los suelos del área, en donde se han descrito básicamente los aspectos macromorfológicos y físicos de los suelos (Guédez y Pérez de R., 1983; Comerma et al., 1978; Gómez y Rodríguez, 1986; Rodríguez, 1977, 1982). Sin embargo, los aspectos mineralógicos se han estudiado en forma muy puntual (Rodríguez, 1982; Rodríguez y Guédez, 1985).

El conocimiento de la mineralogía de la fracción fina del suelo es de suma importancia ya que los minerales de arcilla son los principales portadores de cargas, posibilitando el intercambio de iones, lo cual depende en gran medida de la naturaleza mineralógica de la arcilla. Esta naturaleza de la fracción arcilla puede ser estudiada a través de análisis de patrones de difracción de rayos X, originados por

muestras de arcillas sometidas a diversos pretratamientos.

Por todo lo anteriormente expuesto, se considera importante examinar los suelos de la zona alta del estado Lara dentro del contexto de la mineralogía de suelos, toda vez que ello contribuiría a ampliar los conocimientos de los suelos de esta región tan importante para el país desde el punto de vista agrícola. En tal sentido se planteó este trabajo con los siguientes objetivos:

- Caracterizar mineralógicamente suelos seleccionados de la zona alta del estado Lara, a través de técnicas de difracción de rayos X.
- Generar conocimiento sobre mineralogía de suelos que sean de utilidad práctica en el proceso de enseñanza-aprendizaje de las cátedras adscritas al Departamento de suelos del Decanato de Agronomía de la UCLA.

Materiales y Metodos

Procedimiento de campo

Se seleccionaron 3 sitios de muestreo de suelo, previamente estudiados por Guédez y Pérez de R. (1983), atendiendo a criterios climáticos y litológicos. Se escogió un perfil de suelo en cada una de las tres áreas climatológicas presentes en la zona estudiada: húmeda (perfil 1), subhúmeda (perfil 2) y semiárida (perfil 3), las cuales se desarrollaron sobre materiales geológicos

* Prof. Decanato de Agronomía, UCLA.

de las formaciones Morán, Volcancito y Yacambú. Los sitios de muestreo correspondieron a tres cortes limpios que fueron "refrescados" y donde se tomaron muestras de suelo de cada horizonte del perfil. El perfil 1 fue clasificado como Oxic Dystropepts, arcillosa fina, mixta, isotérmica. El perfil 2 es un Ustoxic Tropohumults, arcillosa, mixta, isotérmica y el perfil 3 se clasificó como Ustollic Paleargids, arcillosa muy fina, mixta, isohipertérmica.

Análisis Mineralógico

El análisis mineralógico se efectuó en la fracción arcilla de las muestras de suelo disturbadas. Las muestras de suelo fueron secadas al aire, molidas y pasadas por un tamiz de 2 mm para separar la tierra fina del esqueleto grueso. La fracción arcilla se obtuvo mediante la dispersión (con hexametafosfato de Na), agitación, decantado y sifoneo de la tierra fina. La fracción arcilla así obtenida fue lavada hasta estar libre de cloruros. Una alícuota de esta fracción fue montada en lámina de vidrio y analizada en un difractómetro de rayos X, marca Philips Norelco, usando electrodo de Cu^+ , filtro de Ni^+ a una tasa de 1 grado 2 θ por minuto, operando a 40 Kv y 20mA. La identificación de los minerales presentes en la fracción arcilla se realizó a través de la interpretación de los difractogramas, de acuerdo a criterios establecidos en tablas elaboradas para tal fin (JCPDS, 1979).

Resultados y Discusión

Perfil 1

Los difractogramas de la fracción arcilla saturada con Mg, muestran picos a 14.2, 10, 7.2, 5.0, 4.76, 4.51, 4.26, 3.55, 3.3, 3.22 y 3.02 \AA . Estos picos son similares en todos los horizontes estudiados en este perfil (Figura 1).

Se seleccionó la fracción arcilla del horizonte Bw y se solvató con glicerol. El difractograma correspondiente a este tratamiento mostró la permanencia de la reflexión en 14.2 \AA descartándose la presencia de minerales expansibles en esta muestra (Figura 1). Al ser saturado con K^+ , el pico a 14.2 \AA se reduce y pasa a 13.5-13.7 \AA formando una pequeña curvatura. Esto es indicativo de que parte del mineral a

14.2 \AA colapsa con la saturación de K^+ y se transforma en un mineral de espaciamiento a 10 \AA , pero también es indicativo de la existencia de un mineral que disminuye ligeramente su espaciamiento con la entrada del K^+ . Al calentar la muestra saturada con K^+ a 500°C, el difractograma respectivo muestra un pico ancho y bajo entre 13.6 y 13.8 \AA . La permanencia del pico a 14 \AA cuando se glicola la muestra, y su colapso parcial a 10 \AA cuando se somete a calentamiento, indica la presencia de vermiculita en la fracción arcilla. Sin embargo, la presencia de una pequeña y amplia reflexión entre 13.6 y 13.8 \AA sugiere la existencia de clorita. Esta presencia de clorita es confirmada por el pico a 4.7 \AA , que permanece después de calentar la muestra. Grim (1968), señala que la presencia de un pico a 4.7 \AA es una evidencia de la existencia de clorita en la muestra. Podría pensarse en la presencia de un mineral tipo vermiculita cloritizada, en donde parte del aluminio intercambiable se introduce en el espacio interlaminar de la vermiculita formando islas que ocupan las posiciones de intercambio; de este modo se reduce la capacidad de intercambio catiónico, ya que se neutralizan las cargas negativas de las capas sin ser intercambiable con otros cationes; también se reduce la capacidad de expansión y de contracción de la arcilla debido al incremento de la cohesión entre las capas. Esta formación de islas de aluminio ocurre fácilmente en condiciones de pH bajo, alrededor de 5.0, cuando el H^+ puede remplazar el aluminio de la capa dioctaédrica de acuerdo a lo señalado por DeConink (1974). Este aluminio puede deprotonizar fácilmente y colocarse en el espacio interlaminar, muy cerca a dos superficies cargadas negativamente (superficies de las interláminas). El mismo autor plantea que la presencia de estas cargas negativas superficiales incrementa la acidez del aluminio intercambiable y disminuye su pKa, de modo que el aluminio comienza a deprotonizar rápidamente. Este proceso de decloritización podría limitar la formación de gibbsite, ya que el aluminio liberado del tetraedro por intemperismo se polimeriza dentro de las interláminas lo que evidencia procesos pedogenéticos de transformación.

La presencia de mica se constata por la ocurrencia de un pico de 10 \AA en las muestras de arcillas saturadas con Mg^{++} y con K^+ y que permanece en 10 \AA al calentarse a 500°C . El patrón de difracción es característico de las micas: dos picos muy intensos a 10 y $3,3 \text{ \AA}$ (Figura 1).

Reflexiones a $7,1$ - $7,2$ y $3,5$ - $3,6 \text{ \AA}$ indican la posible presencia de caolinita, aunque estos picos pueden corresponder a reflexiones de menor orden de vermiculita o clorita. Sin embargo, el patrón de difracción de la arcilla saturada con K^+ y calentada a 500°C , muestra la casi total desaparición del pico a $7,1 \text{ \AA}$, lo cual indica la presencia de caolinita en este suelo. La presencia del pico a 14 \AA , aunque muy atenuado, indica la presencia de clorita. La ocurrencia de caolinita sugiere un alto grado de intemperización (Figura 1).

El material parental de este suelo es de granulometría fina, indicando que sufrió intemperización previo a su deposición. Esta idea se refuerza con la presencia en los horizontes inferiores del perfil, de minerales evolucionados coexistiendo con minerales 2:1 que presentan poca definición en la parte inferior del perfil y un mayor grado de cristalinidad en superficie, sugiriendo el paso de minerales micáceos hacia formas más evolucionadas de minerales tipo 2:1, que pueden provenir del intemperismo de las micas.

En general, este hecho tiende a indicar un moderado grado de intemperismo químico, siendo las características tanto químicas como mineralógicas indicativas de esta evolución.

La ocurrencia de cuarzo es evidenciada por la presencia constante en todos los horizontes de un intenso pico a $3,34$ - $3,36 \text{ \AA}$ y una reflexión de $4,26 \text{ \AA}$.

En resumen, el análisis de los difractogramas de rayos X permitió constatar la presencia en la fracción arcilla de los horizontes hasta 100 cm de profundidad, de minerales con un alto grado de similitud, revelando una gran uniformidad de la composición mineralógica del suelo.

Los minerales identificados son: vermiculita cloritizada, mica, caolinita y cuarzo. La mica y el cuarzo se encuentran en una mayor proporción que la caolinita y ésta, a su vez, es más abundante que la

vermiculita.

La comparación entre los diferentes difractogramas muestra una mayor intensidad de los picos de difracción correspondientes a la vermiculita en los horizontes superficiales, indicando un mayor grado de cristalinidad hacia la superficie, apreciación también válida para la caolinita.

Perfil 2

El pretratamiento con Mg^{++} (Figura 2), originó un patrón de difracción con picos a $14,7$, 10 , $7,2$, $5,0$, $4,28$, $4,2$, $3,58$, $3,36$, $3,26$, y $3,2 \text{ \AA}$, con intensidad variable de acuerdo al horizonte considerado. El pico a $14,7 \text{ \AA}$ aumenta su intensidad a medida que se incrementa la profundidad, igual sucede con el pico a 10 \AA , considerándose que estos minerales pierden violentamente su cristalinidad, desapareciendo casi totalmente en los horizontes superficiales. Las muestras de arcilla saturadas con Mg^{++} y solvatadas con glicerol (Figura 3), no evidencian desplazamiento del pico a $14,7 \text{ \AA}$, lo que permite descartar la presencia de minerales expandibles del tipo esmectitas. El pretratamiento de la arcilla con K^+ , origina una disminución del pico de 14 \AA , sugiriendo que parte de ese mineral colapsa a 10 \AA y parte permanece a 14 \AA ; sometida dicha muestra a calentamiento (Figura 3) se observa un colapso casi total del mineral que pasa a 10 \AA indicando la existencia de vermiculita. La presencia de una leve protuberancia en la zona de $13,8$ - $14,5 \text{ \AA}$ sugiere la ocurrencia de clorita aunque en muy poca cantidad. La presencia de mica se constata por la persistencia de los picos a 10 y $3,3 \text{ \AA}$ (Figura 3) en las muestra saturadas con Mg^{++} y K^+ , que permanecen sin cambio alguno después de someter la muestra a calentamiento a 500°C . Los picos a $7,2$ y $3,58 \text{ \AA}$ (Figura 2), sugieren la presencia de caolinita, lo que se confirma al observar la desaparición del pico a $7,2 \text{ \AA}$ cuando la muestra es saturada con K^+ y calentada a 500°C (Figura 3).

El cuarzo está presente en la fracción arcilla como lo evidencia la ocurrencia de un pico muy intenso a $3,34 \text{ \AA}$ (Figura 2) y pequeños picos a $4,26 \text{ \AA}$; es muy abundante en el horizonte superior y disminuye en profundidad hasta casi desaparecer de la

fracción arcilla en el horizonte Bt3.

La ocurrencia de pequeños picos en 3,2 y 3,28 Å (Figura 2) sugiere la presencia de feldespatos. La amplitud y el aplanamiento de estos picos indican una fuerte intemperización de estos minerales. Resultado similar fue reportado por Rodríguez (1982) en suelos de la zona alta, quien encontró feldespatos en donde sólo queda el esqueleto o armazón de la estructura original, habiéndose perdido los cationes semimetálicos originalmente presentes en la estructura del tectosilicato. Igualmente, el mismo autor sugiere que el cuarzo, la mica (probablemente illita-muscovita), los feldespatos y la caolinita son materiales heredados del material parental, mientras que la vermiculita y la clorita pueden ser minerales neoformados. Esta presunción es compartida por los autores del presente trabajo, señalando además que la vermiculita podría estar cloritizada, tal y como lo plantean Comerma et al. (1978), en el estudio de la fracción arcilla de la zona alta del estado Lara. Podría sugerirse que la clorita y la vermiculita provienen del intemperismo de las micas y feldespatos, los cuales pierden su cristalinidad en los horizontes superficiales que es la zona más intensamente afectada por el intemperismo. Parte de la caolinita también puede ser neoformada, tal como lo reportan Eswaran y De Coninck (1971) en suelos tropicales, donde muestran el paso directo de feldespatos a caolinita.

El color pardo fuerte y pardo amarillento de los horizontes subsuperficiales de este suelo (Guédez y Pérez de R., 1983), indica la presencia de óxidos de hierro. Estos óxidos de hierro no pudieron ser confirmados a través de los análisis con rayos X debido probablemente a su baja concentración, al pequeño tamaño de sus partículas, a su bajo grado de cristalinidad ó a la naturaleza de otros minerales presentes, según lo establecieron Schwertmann y Taylor (1977).

Una interpretación de la cantidad de caolinita en el perfil (Figura 2 y 3), permite señalar que los horizontes subsuperficiales contienen más caolinita que los horizontes superficiales, tendencia igualmente encontrada por Bryant y Dixon (1963), citados por Dixon (1977). Sin embargo, al contrario de lo encontrado por dichos

autores, la mica se encuentra en muy pocas cantidades en la superficie y se mantiene constante en profundidad. Estos hechos apoyan la idea de que gran parte de la caolinita es heredada del material parental, previamente meteorizado antes de convertirse en material inicial del suelo.

En definitiva, el análisis de los patrones de difracción de rayos X permitió constatar la presencia de una mezcla heterogénea de minerales en la fracción arcilla de este suelo. Los minerales identificados fueron: vermiculita, clorita, mica, caolinita, cuarzo y feldespatos.

Perfil 3

En los horizontes del perfil (Bt2, Bt3, y CR) (Figura 4) la vermiculita fue identificada en cantidades muy pequeñas y dada la poca intensidad y nitidez de sus picos característicos podría inferirse que la misma está muy alterada. La presencia de un pequeño pico a 14 Å en muestras saturadas con Mg⁺⁺ y que no cambia a valores mayores cuando se solvata con glicerol (Figura 5), indica que no existen minerales expandibles del tipo esmectítico en estos suelos. En las muestras saturadas con K⁺ a 25 °C se observa un colapso casi completo de este mineral a 10 Å, sugiriendo la presencia de vermiculita (Figura 5).

El cambio de reflexión a 13-13,5 Å, cuando la muestra se satura con K⁺, indica la ocurrencia de vermiculita cloritizada. La presencia de picos a 3,54 y 3,57 Å evidencian, según Bradley (1954), citado por Dixon (1977), la existencia de clorita y caolinita, respectivamente. La presencia de caolinita se evidencia por la ocurrencia de picos de difracción a 7,2 y 3,57 Å (Figura 4), con reflexiones muy débiles a 4,46 y 4,18 Å; estas reflexiones desaparecen al calentar las muestras a 550 °C (Figura 5). La caolinita tiende a aumentar con la profundidad, en concordancia a lo reportado por Bryant y Dixon (1963), citados por Dixon (1977). Este hecho conduce a pensar que parte de la caolinita es heredada del material parental.

La presencia en el difractograma de reflexiones a 9,3, 9,4 y 3,07 Å (Figura 4), esta última más intensa en todos los tratamientos, indica la existencia de pirofilita en la fracción arcilla de este suelo. Este mineral proviene de la alteración de minerales silicatados

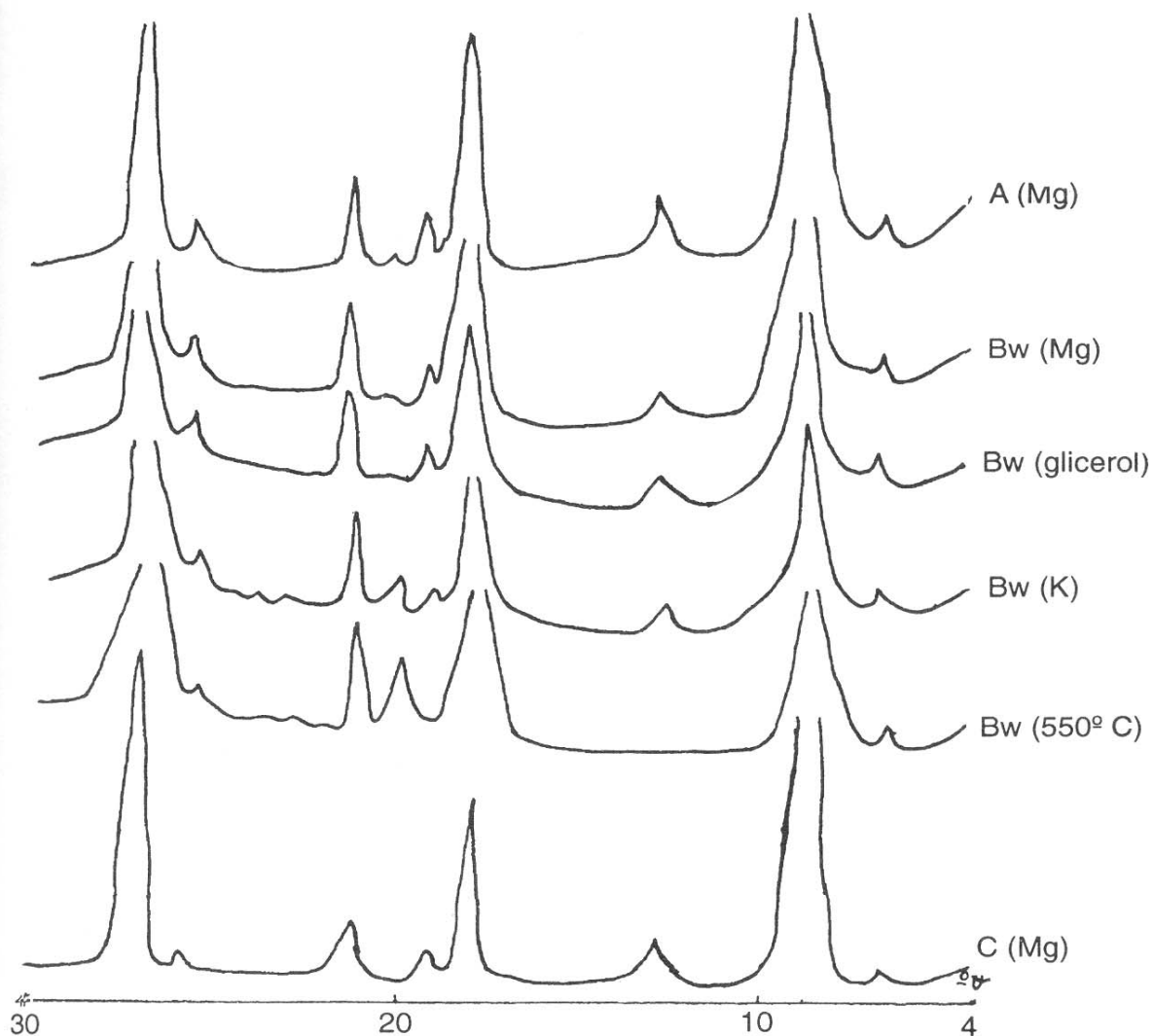


Figura 1. Patrones de difracción de rayos X de la fracción arcilla, de los horizontes del PERFIL 1 y de la fracción arcilla del horizonte Bw, con diferentes tratamientos.

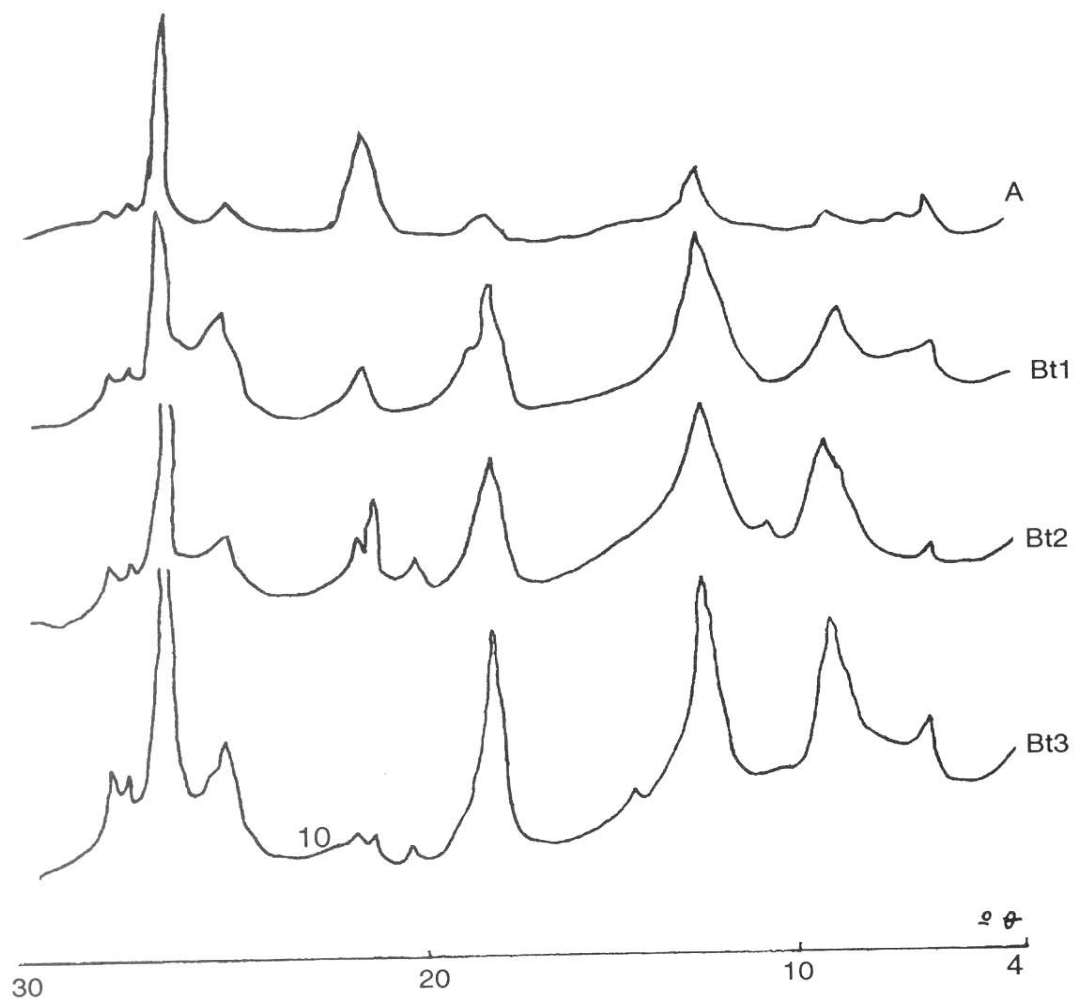


Figura 2. Patrones de difracción de rayos X de la fracción arcilla, tratada con Mg, de los horizontes del PERFIL 2.

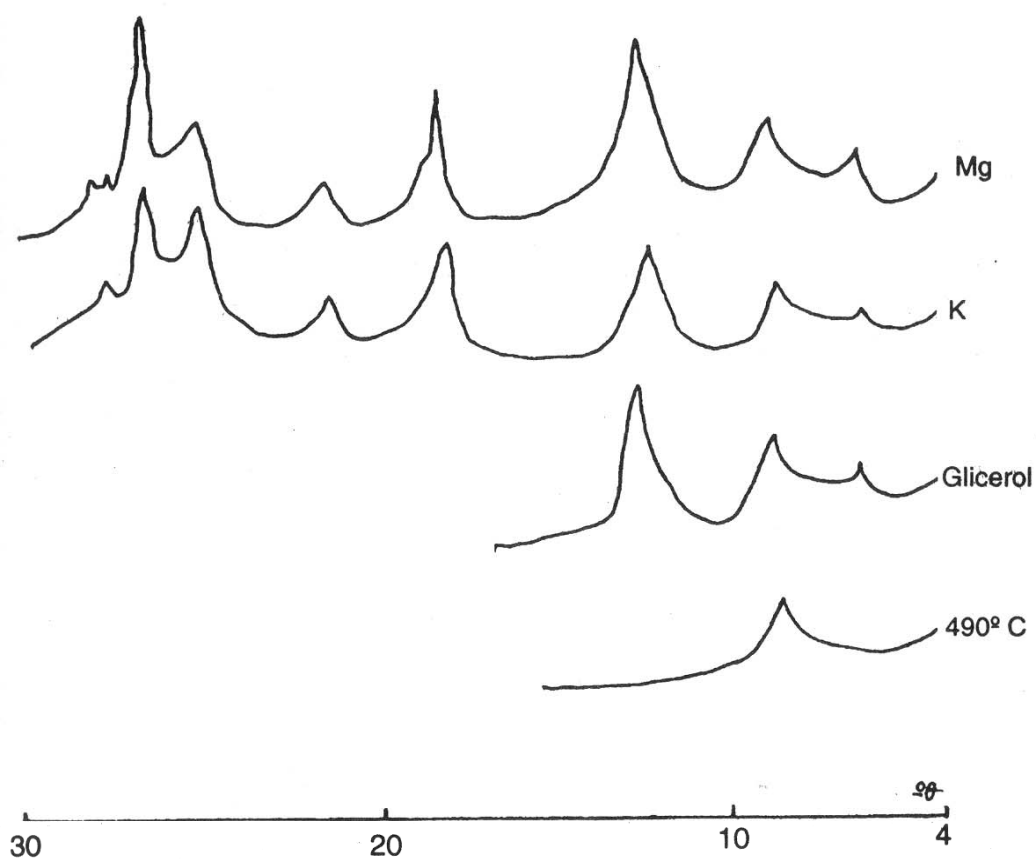


Figura 3. Patrones de difracción de rayos X de la fracción arcilla del Horizonte Bt1 del PERFIL 2, con diferentes tratamientos.

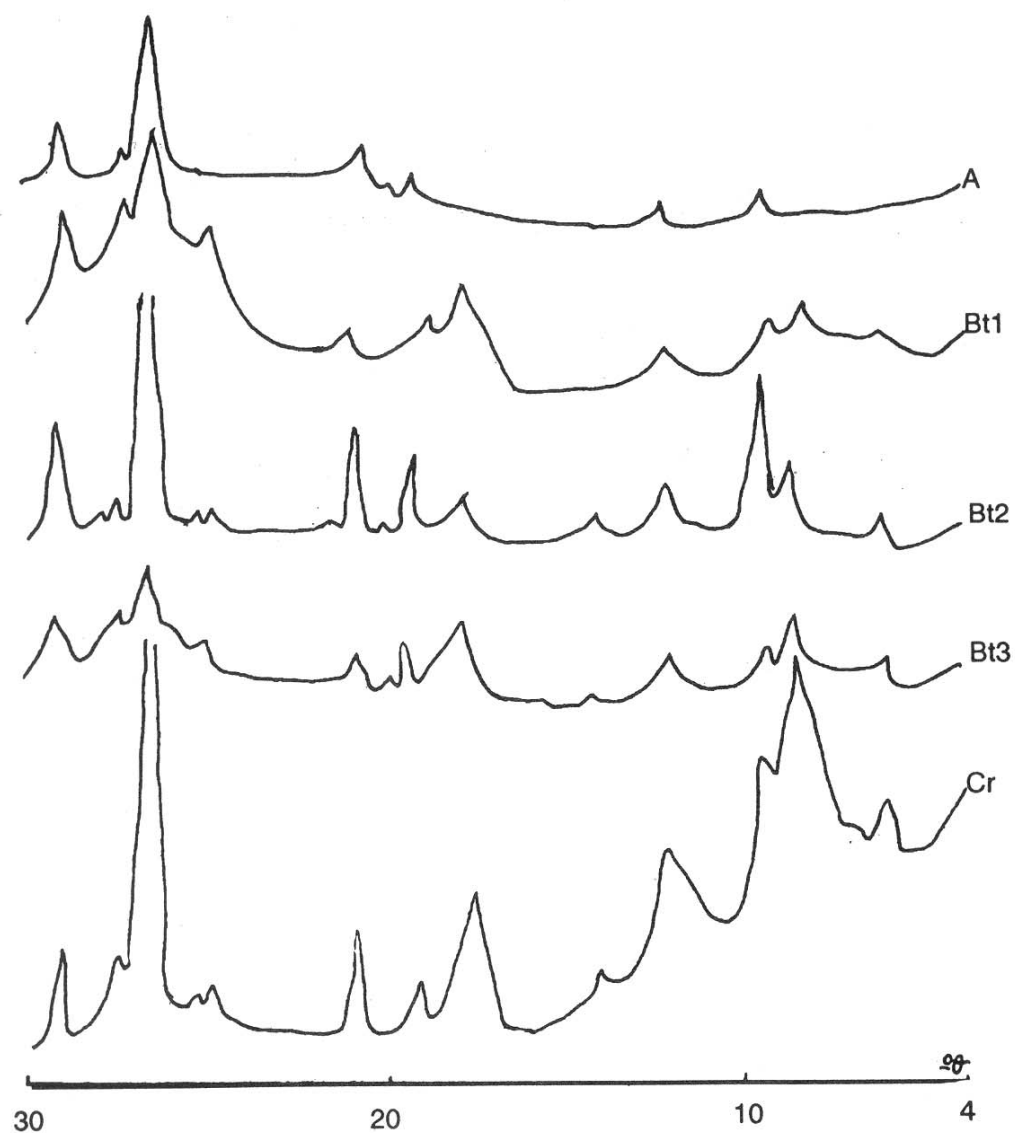


Figura 4. Patrones de difracción de rayos X de la fracción arcilla, tratada con Mg, de los horizontes del PERFIL 3.

primarios y ha sido reportado en la fracción mineral de Oxisoles en los Llanos Orientales de Colombia (Mejías, 1982), no siendo esclarecido allí si la pirofilita es neoformada en estos suelos o proviene directamente del material parental. En suelos de la zona alta, Rodríguez y Guédez (1985) señalan la ocurrencia de pirofilita en un Tropohumult arcilloso derivado de rocas filíticas, sugiriéndose un origen geológico de la misma. En el suelo estudiado la pirofilita podría estar asociada con el material parental, dado su incremento con la profundidad.

La persistencia de picos de difracción a $10,5$ y $3,5$ \AA en todos los diferentes pretratamientos a que fue sometida la arcilla, señala la presencia de micas (Figura 5). El pico $3,34$ \AA puede estar reforzado por la reflexión (d_{101}) del cuarzo. El contenido de mica tiende a aumentar con la profundidad. Esto podría sugerir que en los horizontes superiores el proceso intempérico es tan intenso que ha transformado la mica en minerales secundarios como la vermiculita cloritizada y la caolinita, de acuerdo al esquema propuesto por Jackson (1964), citado por Mejías (1982).

La vermiculita cloritizada prácticamente no se encuentra en el horizonte Ap de este suelo (Figura 4). También se observaron reflexiones a $3,18$ y $3,24$ \AA , indicando la presencia de feldespatos en estos suelos. La poca intensidad de estos picos de difracción sugieren que los feldespatos se encuentran en cantidades muy bajas. Estos feldespatos podrían ser fuente de caolinita, según lo sugerido por Garrel y Christ (1965), citado por Uehara y Gilman (1981).

El cuarzo, que se encuentra en cantidades muy importantes en la fracción arcilla de estos suelos fue identificado por sus picos de difracción a $3,35$ y $4,26$ \AA (Figura 4).

La lepidocrocita fue detectada por la ocurrencia de reflexiones a $6,2$, $3,2$ y $2,47$ \AA en las muestras tratadas con K^+ y Mg^{++} (Figura 4). Estas reflexiones desaparecen al calentar la muestra a 550 $^{\circ}\text{C}$ (Figura 5). La lepidocrocita es una forma hidratada del hierro que usualmente se origina en condiciones de anaerobiosis producidas por un exceso de humedad. Estas condiciones pudieron presentarse en estos suelos en los horizontes

subsuperficiales, específicamente a lo largo de los poros. Es muy probable que los óxidos de hierro, presentes como hipocutanes en las secciones delgadas de estos horizontes (Bt), sean formados principalmente por lepidocrocita.

El análisis de los difractogramas de rayos X correspondientes a este perfil, permitió identificar varios minerales en la fracción arcilla; se pudo constatar la presencia de: vermiculita, mica, pirofilita, caolinita, cuarzo, feldespatos y lepidocrocita.

Conclusiones y Recomendaciones

Los minerales identificados por difracción de rayos X en la fracción arcilla de los suelos estudiados son: vermiculita cloritizada, micas, caolinita, cuarzo, feldespatos, pirofilita y lepidocrocita.

El análisis de la composición mineralógica de la fracción arcilla permite sugerir que en estos suelos los feldespatos, la pirofilita, las micas, el cuarzo y parte de la caolinita son minerales heredados del material parental, mientras que la vermiculita cloritizada, la clorita y parte de la caolinita son minerales neoformados en el suelo, provenientes del interperismo de las micas, los feldespatos y la caolinita.

Los minerales predominantes en estos suelos son en su mayoría, arcillas de carga variable, caolinita, pirofilita, lepidocrocita.

Los minerales con carga permanente (micas, vermiculita cloritizada y clorita) están en cantidades relativamente bajas. Además se presentan minerales con muy poca carga, como el cuarzo y los feldespatos. La predominancia de minerales de carga variable aunado al pH usualmente bajo que presentan estos suelos, implica una baja capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICE), lo cual se refleja en una baja retención de cationes básicos, necesarios para una adecuada nutrición de las plantas cultivadas. Las características mineralógicas de estos suelos conducen a enfocar el manejo agronómico hacia prácticas tendentes a aumentar la CICE, lo cual se podría lograr a través de prácticas de encalado y/o de mantener el pH en niveles algo superiores a 5,5, de manera de asegurar la precipitación del aluminio. Esto puede lograrse a través del encalado,

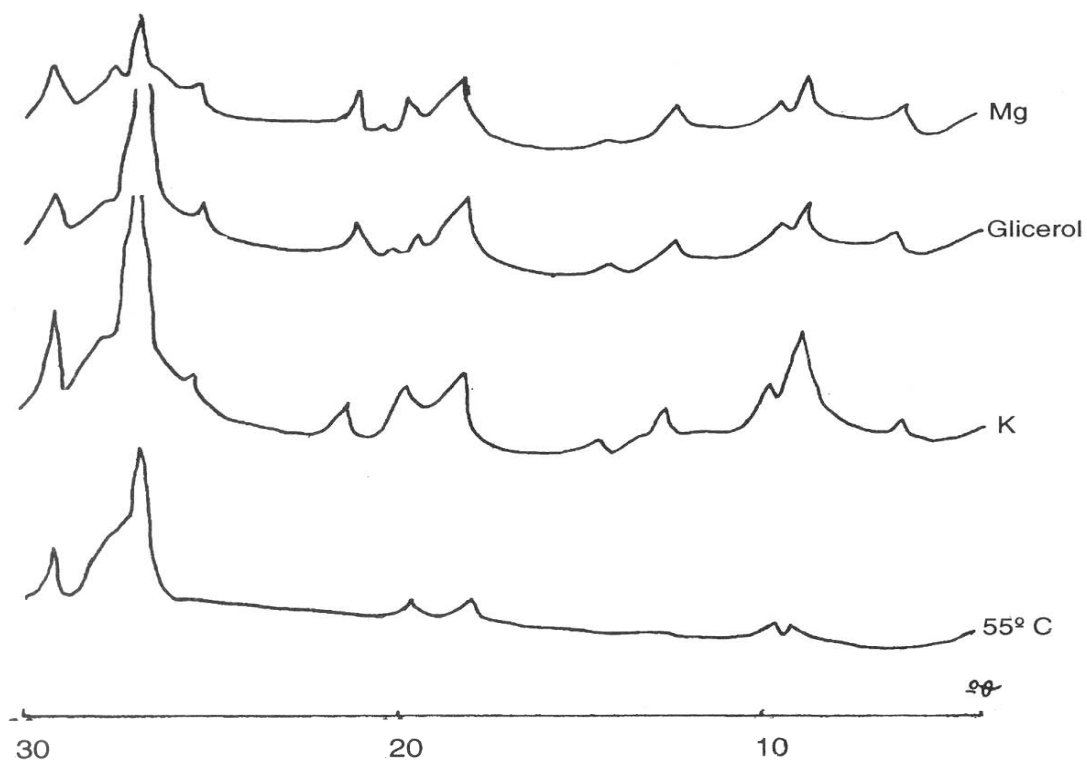


Figura 5. Patrones de difracción de rayos X de la fracción arcilla del Horizonte Bt3 del PERFIL 3, con diferentes tratamientos.

lo cual además de suplir calcio al complejo de cambio, de corregir la toxicidad causada por el aluminio y de mejorar la absorción de fósforo, produce un incremento en la capacidad de retener cationes. Por otra parte, la incorporación de materia orgánica produce un incremento sustancial de la CICE, ya que la misma tiende a disminuir el pH del sistema. Dado que en condiciones tropicales el manejo de la materia orgánica tiende a ser dificultoso, podría intentarse la aplicación de enmiendas con materiales ricos en fósforo o de materiales ricos en silicatos, que también ocasionan la disminución del pH y por ende aumentan la CICE.

Bibliografía

1. Comerma, J.A., A. Chirinos y R. Pérez S. 1978. Características de algunos suelos de las zonas altas paperas del estado Lara. Trabajo presentado en el V Congreso de la Ciencia de Suelo.
2. De Coninck, F. 1974. Physico-Chemical Aspects of Pedogenesis. ITC. Rijksuniversiteit. Gent. Belgium.
3. Dixon, J.B. 1977. Kaolinite and serpentine group minerals. In: J.B. Dixon y S.B. Weed (eds). Minerals in Soil Environments. SSSA, Madison. USA. pp. 357-403.
4. Eswaran, H., y F. DeConinck. 1971. Clay mineral formations and transformations in basaltic soil in tropical environments. *Pedologie*. 21: 181-210.
5. Gómez, J.M. y O. Rodríguez. 1986. Evaluación de la aptitud de uso de las tierras de la cuenca de la Quebrada Guarico, estado Lara. Departamento de Suelos, Escuela de Agronomía, UCLA. Barquisimeto.
6. Grim, R. E. 1968. Clay Mineralogy. International series in the Earth Planetary Science. McGraw-Hill Book Company. New York.
7. Guédez, J., y R. Pérez de R. 1983. Caracterización edafoclimática de suelos representativos de la zona papera del estado Lara. Trabajo de ascenso. Departamento de Suelos, Escuela de Agronomía, UCLA. Barquisimeto.
8. JCDs 1979. Powder diffraction file. JCPDS. International Centre for Diffraction Data. Penn. USA.
9. Mejías, L. 1982. Mineralogía de los suelos de los llanos orientales. Análisis de una toposecuencia representativa. *Suelos Ecuatoriales* XII(2):30-60.
10. Rodríguez, O. 1977. Mineralogía y génesis de un perfil de Cubiro. Primer curso de mineralogía de suelos. CIDIAT. Mérida.
11. Rodríguez, O., 1982. Mineralogy and related properties of selected soil on Lara landscapes in Venezuela. M.Sc. Thesis. University of Georgia, Athens, Georgia. USA.
12. Rodríguez, O. y J. Guédez. 1985. Mineralogía, génesis y propiedades químicas de un suelo bajo cultivo de café en Villanueva, estado Lara. *Suplemento Técnico* N° 31. Fudeco.
13. Schwertmann, U., y R.M. Taylor. 1977. Iron Oxides. In: J.B. Dixon y S.B. Weed (eds) Minerals in Soil Environment. SSSA, Madison, USA. pp. 145 - 180.
14. Uehara, G. y G. Gilman. 1981. The Mineralogy, Chemistry, and Physics of Tropical Soils with Variable Charge Clays. Westview Tropical Agriculture Series, N° 4. Boulder. Colorado. USA.