

REVISTA

# FACULTAD NACIONAL DE AGRONOMIA

DIRECTOR: CARLOS GARCES O.

Vol. VIII

Medellin, Marzo y Junio de 1948

Nos. 29 y 30

Apartado Aéreo 568—Dirección postal: Facultad Nal. de Agronomía  
BIBLIOTECA — Medellín - Colombia, S. A.

(Registrado como artículo de 2ª clase en el Ministerio de Correos y Telégrafos,  
el 8 de septiembre de 1939.—Licencia N°648)

## Algunas Propiedades Físicas y Químicas de los Suelos de las Regiones Tropicales

CARLOS MADRID S. — I. A. M. S.  
Profesor Jefe de la Sección de Suelos.

### INTRODUCCION

*Una considerable cantidad de trabajos investigativos se han realizado en las regiones templadas durante los recientes años sobre las propiedades físicas y químicas de sus suelos y aunque la expresión "suelos lateríticos" es muy común en la literatura técnica, los progresos han sido lentos en lo que respecta al conocimiento de las características generales de los suelos tropicales y su medio ambiente.*

*La mayor parte de las investigaciones en los trópicos se ha dedicado al estudio de la morfología de los suelos lateríticos, sin que se haya dado mucha atención a los otros grupos de suelos, que*

\* Tesis presentada a la Escuela de post-graduados de la Universidad de Cornell (E.E. U.U.) para optar el título de "Master of Science" en Agricultura  
Original en Inglés; traducción de LUIS E MENDEZ

UNAL - Medellín



son muy variados en carácter, si no completamente distintos, de aquéllos de las regiones templadas del mundo. Por otra parte, la confusión en la terminología y el interés por las "lateritas" han llevado a muchas personas a concebir fundamentales errores como resultado de la generalización hecha de las propiedades de este tipo de suelos a los otros grandes grupos asociados con él.

Dentro de los trópicos se encuentra tal diversidad de condiciones climáticas, que ciertos suelos y sus propiedades son muy diferentes de otros formados dentro de la misma zona o bajo las mismas condiciones de temperatura. La completa discusión de todas estas diferencias no corresponde a la índole de este estudio, que sólo se propone presentar en forma breve una revisión de algunas de las más importantes fases registradas en la literatura, relativa a las propiedades físicas y químicas de los suelos de las regiones tropicales.

## DETERMINACION DE LA DISTRIBUCION DE LAS PARTICULAS POR TAMAÑOS

Una de las más importantes determinaciones hechas en conexión con las propiedades físicas del suelo, es el análisis mecánico. Como el suelo consta de partículas de diferente tamaño y ya que existe una relación entre el tamaño de la partícula del suelo y sus propiedades, el objetivo de un análisis mecánico será separar el suelo en grupos o fracciones por tamaños y luego determinar el porcentaje de estas varias fracciones en la masa del mismo.

Todos los procedimientos modernos para determinar la distribución de los diversos tamaños de las partículas del suelo, se basan en la ley de Stoke. En general, esta ley establece que la velocidad de caída de una partícula esférica lisa a través de un líquido uniforme es proporcional al cuadrado del radio de la esfera. Varios procedimientos han sido ideados en los que se usa esta ley para determinar el porcentaje de las diferentes partículas del suelo, las cuales varían entre ciertos límites, de tamaño arbitrario.

Hay diferentes métodos para hacer un análisis mecánico del suelo. La técnica más ampliamente aceptada hoy en día es el método de la pipeta. Haciendo a un lado la descripción de esta técni-

ca puede decirse que el método se basa sobre el hecho de que el suelo haya sido completamente dispersado.

Al hacer un análisis mecánico, probablemente la mayor dificultad consiste en obtener una completa dispersión. Si las partículas no están completamente dispersadas, los resultados obtenidos serán correspondientemente menos valiosos. El trabajo de muchos investigadores ha mostrado que ningún método puede por sí solo ser de aplicación universal. Esto es particularmente verdadero al tratarse de los suelos tropicales. Los agregados formados por las innumerables partículas más pequeñas resisten a una vigorosa agitación aunque ellos sean tratados con agentes defloculantes, tales como los usados con éxito en los suelos formados bajo condiciones templadas.

Con el objeto de alcanzar un alto grado de dispersión en estos suelos, tres puntos al menos, deben considerarse; ellos son: (1) remoción de los agentes cementantes, (2) agentes dispersantes y (3) agitación mecánica para romper los agregados.

## REMOCION DE LOS AGENTES CEMENTANTES

Las partículas secundarias de los agregados en los suelos tropicales son resistentes a la dispersión, debido a la presencia de agentes cementantes que tienden a mantener juntas tales partículas. Los materiales cementantes más comunes son: materia orgánica, carbonato de calcio, ácido silícico, cationes polivalentes, la cohesión de las partículas mismas y principalmente, la presencia de óxidos deshidratados de hierro y aluminio. La remoción de estos materiales es un problema muy difícil y ha sido estudiado por varios investigadores durante un largo período de tiempo.

*Tratamiento con peróxido de hidrógeno:* Robinson (49) fue de los primeros en indicar que los suelos que contienen buenas cantidades de materia orgánica no eran completamente dispersados cuando se agitaban con un álcali diluido. Sugirió él, que en el análisis de suelos de alto contenido de materia orgánica la dispersión era ayudada por el tratamiento de ellos con peróxido de hidrógeno con el objeto de oxidar la materia orgánica. Este reactivo produce solamente CO<sub>2</sub> y agua como productos de la oxidación.

Charlton (16) estando interesado en obtener un alto grado de dispersión de las arcillas de los suelos tropicales de la India sin usar el peróxido de hidrógeno, que es un compuesto químico algo inestable en los trópicos, usó en lugar del peróxido líquido un compuesto sólido que se vende bajo el nombre de "Hyperol" (1) con el cual él dijo haber obtenido un mayor grado de dispersión y una pérdida menor por solución.

En el mismo país Chakraborty y Sen (14) sugirieron para el tratamiento de los suelos lateríticos que contienen más del 2.00% de materia orgánica el uso del peróxido de hidrógeno. Más tarde, los mismos investigadores (13) recomendaron el uso de hipobromito de sodio en lugar del peróxido de hidrógeno. Chakraborty (12) en un artículo publicado unos pocos meses más tarde, preconizó el uso de permanganato de potasio en presencia de hidróxido de sodio como un oxidante en suelos que contienen del 2.40 al 10.00% de materia orgánica. Opinó que la oxidación de la materia orgánica por este método era más rápida y que los nocivos y dañinos compuestos químicos semejantes al bromuro, como en el método en donde se usa hipobromuro de sodio, deberían evitarse. Por otra parte, Puri y Amin (45) postularon que el tratamiento con peróxido de hidrógeno para oxidar la materia orgánica, no era necesario como un tratamiento preliminar de los suelos de la India.

El primer Congreso Internacional de Ciencia del Suelo reunido en Washington, adoptó dos métodos de dispersión: A y B. (58). El método B recomendado solo para análisis aproximados, "consiste en mezclar el suelo con agua, hervir, agitar y dejar decantar, vaciando después el líquido y amasando el residuo con una espátula". En el método A el suelo se hierve con peróxido de hidrógeno del 6% para remover la materia orgánica y luego con ácido clorhídrico para quitar los carbonatos y bases de cambio. El método Internacional recomienda el peróxido de hidrógeno, pero muchos investigadores han concluido que para la dispersión de los suelos, ello no es necesario. Beale (5) trabajando con suelos lateríticos llegó a la conclusión de que la remoción de la materia orgánica hace el procedimiento largo y tedioso sin un beneficio aparente. El análisis de gran número de muestras con un contenido de

(1) El Hyperol es un compuesto neutro de peróxido de hidrógeno y úrea que contiene alrededor de un tercio (38.16%) de su peso de H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>.

materia orgánica desde 0.33 hasta 2.62 le permitió concluir que, "el análisis mecánico de la mayor parte de los suelos lateríticos para fines prácticos puede hacerse por el método en que se omite el uso del peróxido de hidrógeno, economizándose por consiguiente mucho tiempo". Lo mismo ha sido aseverado por Ritchee (48), quien no encontró ningún aumento en el grado de dispersión por el pretratamiento con peróxido de hidrógeno en los suelos de Hawai que contenían de 9.00 a 11.00% de materia orgánica. De acuerdo con sus resultados sugirió que "el tratamiento de la materia orgánica con peróxido de hidrógeno no es necesario, excepto quizás, en suelos que contengan más del 15.00% de materia orgánica". En vista de las anteriores conclusiones, puede decirse que la omisión del tratamiento con peróxido de hidrógeno puede recomendarse para el análisis mecánico rutinario de la mayoría de los suelos tropicales.

La tendencia general a omitir el tratamiento con el peróxido de hidrógeno, parece estar basada en las siguientes razones:

a) —Inestabilidad del peróxido de hidrógeno en las regiones calientes de los trópicos;

b) —Rápida descomposición catalítica en muchos suelos. El bióxido de manganeso es uno de los constituyentes de muchos suelos. En estos casos la remoción de la materia orgánica no es posible por el tratamiento usual debido a la descomposición del peróxido de hidrógeno.

c) —La desintegración de las partículas del suelo aumenta en esta forma la cantidad de partículas más pequeñas y disminuye las fracciones más grandes.

d) —Pérdidas por solución de la sílice y sesquióxidos de hierro y aluminio pueden acompañar al tratamiento con peróxido de hidrógeno.

Estas pérdidas y la desintegración de las partículas primarias han sido consideradas por Charlton (16) como presumiblemente debidas a la presencia de ácido fosfórico el cual es agregado algunas veces para aumentar la estabilidad del peróxido de hidrógeno. Al punto de ebullición podrá esperarse que aún una solución tan diluída de ácido, ejercerá una notable acción solvente.

e)—El tratamiento puede resultar costoso; y

f)—Su uso puede ser innecesario.

*Tratamiento ácido:* El tratamiento con un ácido recomendado para remover los carbonatos y bases de cambio ha estado sujeto a serias críticas. Algunas de sus desventajas son:

a)—El ácido disuelve considerables cantidades de sesquióxidos de hierro y aluminio. Aunque la eliminación de estos materiales aglutinantes es deseable, su remoción es discutible a causa de que ellos son considerados como una parte esencial del material coloidal inorgánico de los suelos lateríticos. Estos tipos de suelos tienen comunmente más del 20.00% de sesquióxidos libres. En tal caso, las pérdidas resultantes por solución, con el tratamiento ácido, podrán ser muy altas y el material que queda para el análisis será reducido considerablemente. Un análisis mecánico de una muestra de suelo, así sometida a este tratamiento preliminar, dará anormalmente un bajo contenido de arcilla, lo que puede llevar a conclusiones erradas.

b)—Se ha sugerido que el ácido algunas veces no disuelve los carbonatos en los suelos calcáreos. En el método internacional el suelo después de la descomposición de la materia orgánica es tratado con suficiente cantidad de ácido clorhídrico para descomponer los carbonatos y aun dejar 250 c.c. de solución ácida 0.2N. Acerca del tratamiento ácido para disolver los carbonatos siguiendo este método hay alguna controversia. Según Olmstead y otros (44) "tan riguroso tratamiento disuelve los sesquióxidos de hierro y aluminio y algo de la sílice, aunque él puede no disolver todos los carbonatos".

Ellos dan cifras para probar la última parte de la conclusión anterior y también presentan datos adicionales que indican que los suelos dejados en HCl de suficiente concentración, durante toda la noche, no mostraron que el tratamiento ácido fuera necesario para la dispersión.

También sugirieron que la remoción de los carbonatos en ciertos suelos puede ser indeseable debido a que puede probablemente cambiar las clasificaciones texturales del suelo.

En las regiones tropicales húmedas las sales de calcio están

reducidas a un *mínimum* y por consiguiente el problema en estas regiones está limitado a la remoción de los sesquióxidos.

## AGENTES DISPERSANTES

Con el fin de asegurar un alto grado de material coloidal en suspensión, es necesario remover los iones flocculantes y peptizar las partículas coloidales por medio de la introducción de ciertos agentes químicos los cuales aumentan el grado de dispersión y al mismo tiempo aumentan la estabilidad de la suspensión coloidal.

La remoción de los iones flocculantes se hace lavándolos por lixiviación con ácido diluído seguido de un lavado con agua destilada. La muestra por este medio queda libre de electrolitos y luego los iones de hidrógeno son reemplazados por un catión peptizante tal como el sodio o el amonio. Cuando se omite el tratamiento ácido, la presencia de cationes divalentes tales como calcio y magnesio puede hacerse inefectiva con la adición de substancias que los precipiten en formas insolubles.

Ségún Bayer (4) las bases fundamentales para la eficiencia de los varios agentes peptizantes agregados a la suspensión del suelo "radica en su habilidad para aumentar el potencial negativo de las partículas de arcilla". Esta idea sugiere que las partículas coloidales llevan una carga negativa. Si el potencial eléctrico de estas partículas es alto, se repelerán unas con otras al chocarse. Pero cuando el potencial eléctrico es bajo la tendencia a la repulsión será también muy poca y las partículas se unirán y asentarán formando flóculos.

Las partículas de arcilla son aniones complejos coloidales que pueden absorber muchos cationes sobre la superficie. Así, cada partícula coloidal es considerada como un núcleo cargado negativamente y rodeado por iones de carga positiva, cuya naturaleza determina hasta cierto punto el grado de dispersión del material coloidal. Ha sido demostrado (4) que las arcillas de Mg, Ca, Ba, e H, no están tan altamente dispersadas como aquéllas saturadas con iones de Li, Na, K, y NH<sub>4</sub>.

En el análisis mecánico de los suelos tropicales los mejores resultados se han obtenido con el uso de compuestos de sodio co-

mo agentes dispersantes. Hoy en día se sabe comunmente que los iones de Na son grandemente hidratados. Esto ayuda a mantener el catión más lejos del anión coloidal, resultando un mayor potencial eléctrico sobre la partícula y por tanto una mayor estabilidad de la suspensión. Por esta razón cuando compuestos de sodio tales como hidróxido, carbonato u oxalato se agregan en bajas concentraciones la carga negativa o potencial negativo de las partículas del suelo aumenta, resultando por consiguiente también un aumento en la dispersión del suelo. Sin embargo, el uso de estas sales como agentes dispersantes en los suelos del trópico aun no han dado resultados completamente satisfactorios.

Las primeras dos sustancias —hidróxido y carbonato de sodio— dan una buena dispersión cuando los carbonatos de calcio y magnesio han sido removidos del suelo. Sin embargo, en presencia de estas sales, se ha encontrado que el carbonato de sodio da mejores resultados debido a la formación de precipitados insolubles. El uso del hidróxido de sodio también ha sido recomendado para usarlo en suelos que contengan cationes divalentes. La objeción al uso de esta base es que, en suelos ricos en sales de calcio, hay formación de  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  el cual ejerce una acción floculante y reduce el grado de dispersión.

El hidróxido de amonio es recomendado en el método internacional y fue usado en los métodos antiguos de análisis mecánico como un agente peptizante. Más tarde los experimentos demostraron que esta sustancia no era tan eficiente como los compuestos de sodio.

Ritcher (48), al estudiar el grado de dispersión de los suelos de Hawai, encontró que el carbonato de sodio dio mejores resultados que el hidróxido de potasio y el de sodio y anotó que dos de las muestras estudiadas se dispersaron mejor en agua destilada que en hidróxido de amonio. Por otra parte, Chakraborty (12) trabajando también con suelos lateríticos, encontró un máximo de dispersión en suelos agitados con hidróxido de sodio cuando el pH de la suspensión era más o menos del 10.5.

Durante los últimos diez años el oxalato de sodio ha sido considerado como superior a todos los otros agentes dispersantes enumerados y ha sido adoptado en los Estados Unidos por el "Bureau of Chemistry and Soils". Este compuesto ha sido usado en

muchos suelos desarrollados en una gran variedad de condiciones climáticas y de varios materiales de origen. La ventaja es que el oxalato de sodio al reaccionar con los iones de calcio y magnesio forma compuestos insolubles, evitando así la floculación por estos iones. Esta sal ha dado buenos resultados en presencia de compuestos de calcio y magnesio, pero los trabajos de Alexander (1) y Beale (5) demostraron que el oxalato de sodio no da una dispersión tan completa como el hidróxido de sodio en suelos ricos en sesquióxidos de hierro y aluminio. Suspensiones estables de estos suelos fueron obtenidas por Beale usando una mezcla de 5 c.c. de oxalato de sodio 0.5N y 3 c.c. de hidróxido de sodio normal.

En 1939 Tyner (55) reconoció la efectividad del hidróxido de sodio como agente dispersante, pero al mismo tiempo observó la absorción de bióxido de carbono por esta base, aumentando de esta manera su peso para deducirlo de la alícuota tomada. Tyner usó metafosfato de sodio como agente dispersante en suelos rojos y amarillos formados bajo condiciones subtropicales y sacó en conclusión que esta sal no absorbe bióxido de carbono y "es igualmente efectiva para la dispersión de suelos rojos y amarillos como la mezcla de hidróxido y oxalato de sodio y superior al oxalato de sodio, cuando es usado solo, como se demostró con una muestra de suelo Cecil". La muestra a la cual el autor se refiere dio una dispersión del 56.20% de partículas menores de 2 micras cuando el agente dispersante fue metafosfato de sodio, y 15.70% cuando se usó el oxalato de sodio.

De la información anterior se deduce que se requiere una mejor información para conseguir un agente capaz de dispersar con resultados satisfactorios los diferentes tipos de suelos tropicales.

## AGITACION MECANICA

Varios métodos han sido usados para romper los agregados en partículas completamente dispersadas. Ritcher (48) estudió en Hawai esta fase de la dispersión usando las siguientes técnicas:

- a) — Amasando en un mortero con una manija de caucho.
- b) — Usando un agitador giratorio (end-over-end shaker), y
- c) — Usando un agitador eléctrico.

Ritcher anotó que el último método es superior a los otros dos y de acuerdo con sus resultados concluyó que, "dispersando con un agitador eléctrico durante 45 minutos, se conseguía una eficiencia equivalente a la obtenida en uno giratorio durante 24 horas".

El hervir la muestra también ha sido usado como método de dispersión. Esto ha sido recomendado en ausencia de sales, pero en presencia de ellas resulta un efecto coagulante y la dispersión disminuye. (4).

Puede agregarse que algunos *detalles de trabajo* parece que no han recibido la debida atención en el análisis mecánico de los suelos tropicales. Ritcher (48) por ejemplo, hizo una comparación del método del hidrómetro con el método modificado de la pipeta y encontró que el primero daba resultados bien acordes con el de la pipeta, cuando la gravedad específica y la temperatura se tenían en cuenta. Si no se consideran estos dos factores, serios errores pueden introducirse en el análisis debido a las diferencias en la gravedad específica de los suelos tropicales y a los rápidos y frecuentes cambios de temperatura de estas regiones.

La seguridad que pueda obtenerse usando el método de la pipeta depende de los siguientes factores:

a)—Completa dispersión de las partículas y prevención de cualquier tendencia a la coagulación.

b)—Concentración tal de la suspensión del suelo, que las partículas no se interfieran unas con otras en su caída a través del líquido.

c)—Causar el mínimo de disturbio al sacar la muestra o durante los períodos en que se toman las mismas, y

d)—Control de la temperatura.

El problema concerniente al primer factor ha sido discutido antes. El segundo punto ha sido estudiado por Puri y Amin (45) en la India. Ellos consideran que el límite de la concentración parece depender del contenido de arcilla y dicen que en suspensiones que contengan más del 1.00% de arcilla puede ocurrir una interferencia mutua entre las partículas. En las regiones tropicales donde es común encontrar suelos pesados que contengan más del 90.00% de arcilla, este punto debe ser tenido en cuenta por el analista para alcanzar un alto grado de dispersión.

El cambio de temperatura es un fenómeno común en los trópicos. La ecuación de Stokes indica que la velocidad de caída de las partículas es inversamente proporcional a la viscosidad del fluido y ya que la viscosidad del agua cambia con la temperatura, la sedimentación de las partículas depende de la temperatura de la suspensión. Keen (34) considera que la velocidad de una partícula dada a 20 grados C. puede ser un 30 por ciento mayor que a 10 grados C. También pueden resultar corrientes de convección debidas a las diferencias de temperatura entre las paredes del vaso y el interior y también resultan disturbios apreciables en la velocidad de caída de las partículas.

Como en las regiones tropicales, son comunes cambios diarios de 15 grados C. o más en la temperatura, el control de ésta es un factor importante que debe ser considerado para evitar resultados erróneos.

Finalmente, puede concluirse que con el objeto de eliminar estos problemas en el análisis mecánico de los suelos tropicales, se necesita una vasta información que permita al investigador decidir qué modificaciones pueden introducirse al método internacional o al seguido por el "Bureau of Chemistry and Soils" de los Estados Unidos.

## NATURALEZA DEL MATERIAL COLOIDAL

El término "coloides del suelo" o "fracción coloidal" ha recibido una gran importancia en la literatura del suelo. Las investigaciones de los últimos 20 años han establecido el hecho de que, prácticamente todas las propiedades químicas y físicas del suelo —tales como floculación, intercambio de bases, plasticidad, permeabilidad, drenaje, capacidad de retención de agua, contracción, aumento de volumen, fijación de fertilizantes, concentración del ion hidrógeno, etc.— son funciones de la fracción coloidal del suelo o están condicionadas a ella. Esta fracción coloidal es la parte activa o dinámica del suelo, debido en parte a la gran superficie expuesta por unidad de masa y en parte a causa de su composición química y mineralógica.

Aunque la fracción coloidal del suelo es tanto inorgánica como orgánica, esta sección se refiere solamente a los constituyentes inorgánicos.

TABLE I.—Composición química de los coloides del suelo usados para las curvas de neutralización\*

| Clases de coloides.                | Laboratorio N <sup>o</sup> | Horizonte      | Profundidad pulgadas | SiO <sub>2</sub> % | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % | CaO % | MgO % | Mat. org. % | Pérdida por Ignición | Relación Molecular. SiO <sub>2</sub> / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|------------------------------------|----------------------------|----------------|----------------------|--------------------|----------------------------------|----------------------------------|-------|-------|-------------|----------------------|--|
| <b>Suelos Pardo-Grisés</b>         |                            |                |                      |                    |                                  |                                  |       |       |             |                      |  |
| Franco limoso de Miami             | 103A1                      | A <sub>1</sub> | 0-1 1/2              | 44.86              | 22.04                            | 7.40                             | 1.71  | 1.67  | 10.20       | 17.78                | 2.85   |
|                                    | 103A2                      | A <sub>2</sub> | 1 1/2-5              | 47.46              | 22.98                            | 7.94                             | 1.20  | 1.39  | 6.82        | 14.90                | 2.87   |
|                                    | 103A3                      | B <sub>1</sub> | 11-24                | 47.08              | 23.38                            | 11.50                            | .98   | 2.09  | 1.68        | 9.45                 | 2.60   |
|                                    | 103A4                      | C              | 28-48                | 46.13              | 22.97                            | 10.66                            | 2.65  | 2.14  | 1.63        | 9.53                 | 2.63   |
| Franco limoso de Mustangún         | B407                       | 1              | 0-7                  | 44.00              | 26.67                            | 9.97                             | .93   | 1.68  | 3.94        | 13.18                | 2.26   |
|                                    | B408                       | 2              | 7-13                 | 43.10              | 27.26                            | 13.00                            | .65   | 1.60  | 1.25        | 10.05                | 2.06   |
|                                    | B409                       | 3              | 14-24                | 42.70              | 29.79                            | 11.13                            | .63   | 1.54  | .52         | 9.55                 | 1.97   |
|                                    | B410                       | 4              | 25-46                | 45.05              | 30.73                            | 8.28                             | .74   | 1.21  | .30         | 9.08                 | 2.12   |
|                                    | B411                       | 5              | 47-72                | 46.80              | 31.30                            | 5.26                             | .62   | 1.62  | .27         | 8.39                 | 2.29   |
| <b>Suelos Lateríticos</b>          |                            |                |                      |                    |                                  |                                  |       |       |             |                      |  |
| Franco arcillo-arenoso (Cecil) (1) | 9415                       | A              | 0-6                  | 30.90              | 32.58                            | 14.57                            | 0.60  | 0.29  | 4.42        | 17.85                | 1.25   |
|                                    | 9416                       | B <sub>1</sub> | 0-32                 | 33.88              | 32.30                            | 17.11                            | .21   | .72   | .64         | 13.91                | 1.33   |
|                                    | 9417                       | B <sub>2</sub> | 32-60                | 34.27              | 33.03                            | 17.10                            | .41   | .75   | .55         | 12.97                | 1.32   |
|                                    | 9418                       | C              | 60-84                | 35.13              | 30.52                            | 17.54                            | .11   | .22   | .43         | 12.85                | 1.43   |
| Arcilla Columbiense                | 9804                       | A <sub>1</sub> | 0-10                 | 22.04              | 36.02                            | 15.36                            | .33   | .23   | 6.44        | 24.11                | .81  |
| Suelo arcilloso de Kauai, (Hawaii) | E3713                      | 3              | 16-33                | 12.65              | 23.74                            | 38.41                            | .44   | .31   | 6.30        | 18.49                | .44  |
| <b>Suelos Podzólicos</b>           |                            |                |                      |                    |                                  |                                  |       |       |             |                      |  |
| Franco Caribou                     | 10540                      | A <sub>1</sub> | 0-3/4                | 34.57              | 16.90                            | 5.26                             | 1.27  | 1.18  | 27.82       | 35.67                | 2.60   |
|                                    | 10541                      | A <sub>2</sub> | 3/4-2                | 43.31              | 21.84                            | 4.82                             | .72   | 1.33  | 16.36       | 23.18                | 2.95   |
|                                    | 10542                      | B <sub>1</sub> | 2-4                  | 32.06              | 19.67                            | 15.68                            | .67   | 1.47  | 16.90       | 25.43                | 1.85   |
|                                    | 10543                      | B <sub>2</sub> | 4-6                  | 28.09              | 22.16                            | 17.62                            | .26   | 1.77  | 14.55       | 27.44                | 1.41   |
|                                    | 10544                      | C              | 8-24                 | 38.29              | 25.40                            | 13.08                            | .26   | 2.80  | 5.43        | 14.64                | 1.93   |
| Franco arenoso Trenary             | 4580                       | A <sub>0</sub> | 1 1/2-2              | 26.18              | 8.27                             | 2.82                             | 1.01  | .67   | 42.70       | 56.72                | 4.76   |
|                                    | 4581                       | A <sub>1</sub> | 2-8                  | 30.49              | 16.29                            | 5.15                             | .90   | 1.11  | 14.68       | 21.32                | 4.87   |
|                                    | 4582                       | B              | 8-24                 | 28.42              | 19.44                            | 9.65                             | .62   | 1.21  | 24.22       | 36.46                | 1.89   |
|                                    | 4583                       | C <sub>1</sub> | 24-40                | 49.79              | 23.48                            | 8.30                             | .61   | 2.42  | 1.87        | 8.54                 | 2.87   |
|                                    | 4584                       | C <sub>2</sub> | 40-60                | 42.91              | 24.09                            | 8.46                             | .31   | 1.82  | 7.80        | 16.88                | 2.46   |

(1) Datos tomados de Byers y otros (11)

(\*) Adaptado de Anderson y sus colaboradores

*Composición química:* El análisis químico del material coloidal muestra que los procesos de meteorización han tenido un importante papel en la determinación de su composición. Por esta razón, bajo las condiciones tropicales, los productos de la meteorización son muy diferentes de aquellos de textura similar que se encuentran en las regiones templadas. La temperatura alta y los largos períodos de fuertes lluvias hacen que la meteorización sea más enérgica. Las grandes cantidades de agua ejercen su acción hidrolizante y solvente. Los elementos básicos y la sílice son lixiviados. El humus es descompuesto tan rápidamente que no alcanza a acumularse en cantidades grandes. Los sesquióxidos que se lixivian desempeñan un papel secundario y como resultado, la fracción coloidal de los suelos producidos es rica en sesquióxidos hidratados que les comunican un característico color rojo o amarillo.

El análisis químico de la fracción arcillosa de tipos representativos de suelos agrícolas, hecho por varios investigadores en diferentes regiones tropicales, muestra que ellos constan de más del 90% de sílice, alúmina, óxido de hierro, agua combinada, y cantidades variables de sustancias tales como magnesio, calcio, potasio, sodio, fósforo, y materia orgánica. La cantidad de esta última sustancia en la fracción coloidal varía en proporción inversa al grado de lixiviación a que han estado sujetos los suelos.

En la tabla I se indica la composición química de los coloides en suelos representativos de algunos de los grupos mayores de suelos.

Estas cifras muestran una marcada diferencia entre la composición química de los suelos lateríticos con aquéllos formados en regiones templadas. Los datos para los suelos lateríticos indican la extensa meteorización y lixiviación que ellos han sufrido. El proceso de laterización en aquellos suelos esta caracterizado por una disminución en la relación sílice a sesquióxidos por debajo de 2 y por un bajo contenido de bases y materia orgánica a través del perfil. La tabla también muestra diferencias en el contenido de sílice y sesquióxidos. En los suelos lateríticos el contenido de sílice es más bajo que en los otros suelos, pero los sesquióxidos de hierro y aluminio están presentes en una mayor cantidad.

La relación sílice a sesquióxidos en estos suelos es mínima en el horizonte A, mientras que el mínimo del podzol ocurre en el horizonte B. En los suelos Pardo-Grises la relación sílice a alúmina muestra una disminución en el horizonte B en comparación con la superficie. Las relaciones, sin embargo, permanecen casi más constantes indicando que probablemente en estos suelos el efecto de la lixiviación no ha sido tan drástico como en los suelos podsólicos y lateríticos.

Muchos intentos se han hecho para determinar la naturaleza química real de la fracción arcilla. Robinson y Holmes (50) consideraron que el principal constituyente de la fracción más fina del suelo no era un compuesto químico definido, sino que la sílice, alúmina, óxido de hierro y agua estaban presentes como un compuesto indefinido de absorción, cuyos constituyentes estaban retenidos más débilmente que los constituyentes de los compuestos químicos definidos. En 1923 Bradfiel (10) demostró que el coloide natural es probablemente un complejo de alumino-silicato más bien que una mezcla de óxidos de sílice, hierro y aluminio.

En las regiones tropicales el material coloidal puede existir en lugares donde la meteorización no ha sido muy intensa. Pero en lugares donde los procesos de laterización han sido dominantes la sílice y sesquióxidos existen en una gran cantidad como óxidos separados de estos elementos. Los coloides del suelo en muchas regiones tropicales, probablemente, representan, no un sistema en equilibrio, sino en proceso, de acuerdo con las condiciones ambientales, desde su origen en la roca hasta la formación del suelo, donde la sílice, hierro y aluminio existen "libres" o como óxidos separados.

Ritcher (48), trabajando con suelos representativos en Hawái, encontró que el contenido de sílice es solamente una tercera parte del existente en las principales tierras de los Estados Unidos. El hierro y la alúmina constituyen la mitad de todos los constituyentes y suman más de tres veces las proporciones encontradas en suelos representativos de los Estados Unidos. Por otra parte, los elementos básicos se encontraron justamente en proporción de un medio y un sexto de lo encontrado en suelos representativos de los Estados Unidos. Los datos dados por este investigador representan un promedio de una amplia variedad de material parental y condi-

ciones climáticas y se refieren al suelo total. Por consiguiente, estas cifras deben tomarse meramente como indicativas de grandes áreas de suelos formados bajo diferentes condiciones climáticas y distintos materiales parentales. Para la comparación de la composición química de estos suelos, el lector deberá consultar la tabla de la página 18.

*Causas de la variación en la composición química de los materiales coloidales:* Hay diferentes factores responsables para estas variaciones. Los más importantes son:

a) —La fuente original del material inorgánico. Las rocas varían ampliamente en su composición y susceptibilidad a los procesos de meteorización. Las rocas silíceas, por ejemplo, tienden a dar materiales coloidales altos en sílice y relativamente bajos en bases y sesquióxidos. Por otra parte, las rocas básicas de bajo contenido de sílice y con una alta cantidad de bases tales como cal, hierro, magnesio, etc., producirán materiales coloidales de una composición química más alta en bases y sesquióxidos.

b) —El grado de meteorización. Merrill (41) encontró diferencias en la composición entre la roca fresca y la descompuesta. Observó que la roca descompuesta es más baja en sílice, cal, soda, potasio, y magnesio y más alta en alúmina, hierro y agua combinada, que la roca fresca. En la descomposición de las rocas la mayor parte de la sílice y las bases se pierden y resulta una acumulación de hierro y alúmina.

c) La vegetación. La lixiviación de los sesquióxidos característica de los suelos formados en climas fríos, está asociada con la presencia de humus ácido. Bajo condiciones tropicales y subtropicales el humus se descompone rápidamente y por lo mismo no ocurre esta función. Por consiguiente, los sesquióxidos tienden a acumularse en el suelo.

d) —La topografía puede ser un factor importante en regiones de lluvias relativamente altas y pendientes fuertes. Bajo estas condiciones los procesos físicos de la meteorización tienden a predominar, dando materiales coluviales mezclados de partículas gruesas. El material resultante no está bien meteorizado y por consiguiente presenta un contenido coloidal.

e)—El factor clima. Los otros factores son de importancia secundaria en comparación con este factor. Es bien conocido el hecho de que en las regiones tropicales calientes y húmedas, la meteorización química es más importante que la meteorización física. La hidratación y deshidratación de los minerales, la simple solución, carbonatación, oxidación, y reducción, son procesos que están continuamente operando para convertir las duras rocas en mezclas de arcilla y fragmentos más gruesos de composición variable. A medida que este proceso químico avanza, una gran proporción de los sesquióxidos de hierro y aluminio son retenidos. Así, resultan coloides con un alto contenido de sesquióxidos y baja cantidad de sílice y bases. Por otra parte, en las regiones templadas los procesos físicos de la meteorización juegan un papel mayor y como resultado el material coloidal resulta con un alto contenido de sílice, relativamente gran cantidad de bases, y sólo un bajo contenido de óxidos de hierro y aluminio puede formarse.

*Composición minerals* Los minerales de la roca original tienden a desaparecer como resultado de los procesos de meteorización. El cuarzo tiende a persistir por más tiempo en las fracciones más gruesas debido a su baja solubilidad, mientras que los productos de descomposición de los minerales de naturaleza menos resistente, tales como los feldespatos y hornblenda, tienden a concentrarse en la fracción más fina. El grado de meteorización y la composición de la fracción coloidal dependen de las condiciones bajo las cuales el proceso se realiza.

De acuerdo con Baver (4) se reconocen dos grupos de minerales:

a)—El grupo del Caolín o tipo 1 : 1 de red cristalina que está formado por capas de sílice que alternan con capas de alúmina, y

b)—El grupo de la Monmorillonita que está compuesto de 1 lámina de alúmina entre 2 de sílice.

El primer grupo muestra propiedades diferentes a las del segundo. En el grupo Caolín la capacidad de cambio es muy baja mientras que en el tipo monmorillonita la capacidad de cambio es alta y además exhibe un considerable hinchamiento de las láminas. Muchos investigadores en este campo han aseverado que los minerales del grupo Caolín parecen ser predominantes en las

regiones tropicales y el grupo monmorillonita en suelos desarrollados bajo condiciones templadas.

La fracción coloidal está compuesta principalmente de minerales secundarios y de cantidades variables de óxidos libres de silicio, hierro y aluminio.

Los datos relacionados con la composición mineralógica de los suelos lateríticos indican que los principales minerales que ocurren en estos suelos son:

a)—Gibbsita. ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ). Este mineral parece que se presenta casi exclusivamente en los suelos lateríticos como un hidrato cristalino inerte no coloidal. (24)

b)—Alumino-silicatos complejos. Hardy (24) y Marshall (40) estudiando algunas propiedades físicas de los suelos lateríticos, obtuvieron cierta evidencia indirecta en favor de la hipótesis de que estos suelos contienen minerales caoliniticos en vez del tipo monmorillonita. También aseveraron que las arcillas lateríticas y el caolín muestran propiedades similares.

c)—Minerales de hierro. Hardy (24) ha encontrado abundante evidencia de la presencia de los siguientes minerales en las arcillas y suelos tropicales: hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), turgita ( $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), goethita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), y limonita ( $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ). Las características rojo, amarillo y pardo exhibidas por muchos suelos se cree generalmente que son debidas a la presencia de estos óxidos de hierro.

Una de las diferencias fundamentales entre los suelos tropicales y los suelos silíceos formados bajo condiciones templadas radica en la naturaleza de los minerales presentes. En la fracción coloidal de los suelos tropicales la caolinita, haloisita, y los óxidos libres de hierro y aluminio son los constituyentes más abundantes, mientras que en la fracción coloidal de los suelos de las regiones templadas, los minerales del tipo de la monmorillonita son frecuentemente más prominentes.

*Gravedad específica:* La gravedad específica de la fracción coloidal depende de la naturaleza de sus constituyentes. Una muy buena idea de la gravedad específica de estos constituyentes tal como ellos se encuentran en el suelo puede ser obtenida de los datos suministrados por Ritcher (48) en la siguiente tabla.

“Comparación de la composición química del promedio de los suelos del continente y de los Hawaii, y gravedad específica de sus constituyentes”.

| Constituyente                  | Suelos del Continente* | Suelos de Hawaii | Gravedad específica |
|--------------------------------|------------------------|------------------|---------------------|
| Si O <sub>2</sub>              | 75.64                  | 25.78            | 2.65                |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11.00                  | 34.91            | 3.75 - 4.00         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.14                   | 16.99            | 5.12 - 5.24         |
| CaO                            | 0.75                   | 0.24             | 3.20 - 3.40         |
| MgO                            | 0.72                   | 0.14             | 3.60                |
| K <sub>2</sub> O               | 1.67                   | 0.31             | 2.30                |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.73                   | 0.44             | 2.27                |
| Mat. org.                      | 3.00 - 5.00            | 4.00 - 12        | 1.20 - 1.70         |

(\*) El autor se refiere al Continente de los Estados Unidos.

La gravedad específica de la fracción coloidal estará determinada por su composición química. Los coloides que tengan un alto contenido de sesquióxidos de hierro y aluminio, tendrán una gravedad específica más alta que aquellos ricos en sílice o en materia orgánica.

La gravedad específica de los suelos silíceos de las regiones templadas debe ser alrededor de 2.65 debido a que éste constituyente forma la mayor parte de tales suelos. Pero en las regiones tropicales donde los óxidos de hierro y aluminio se encuentran en mayor cantidad en las partículas más finas, la gravedad específica debe ser mayor, de acuerdo con las cifras dadas para la gravedad específica de estos constituyentes principales.

La influencia de los óxidos de hierro y aluminio en la gravedad específica de los coloides del suelo está indicada en el estudio de muestras representativas de suelos efectuado por el mismo investigador. La mas baja gravedad obtenida por él fue de 2.19 en un suelo que contenía 18.50% de materia orgánica y la más alta 3.36 en una arcilla ferruginosa que contenía 6.67% de materia orgánica. El promedio para 21 muestras diferentes fue de 2.80. Anotó que cuando el contenido de materia orgánica del suelo es menor del 10.00% el promedio de la gravedad específica es de 2.96, mientras que en suelos con más del 10.00% el promedio de la gravedad específica es de 2.47.

El alto contenido de sesquióxidos y la menor cantidad de materia orgánica generalmente encontrada en los suelos rojos y

amarillos pueden ser responsables de la alta gravedad específica comunmente asignada a estos suelos.

*Capacidad de cambio:* La propiedad de intercambio de bases parece ser común a todos los tipos de suelos. Pero la capacidad de cambio depende de la composición química y mineralógica de las partículas más finas. Es bien sabido que los suelos normales tropicales presentan, en general, baja capacidad de cambio. Los minerales del tipo de la caolinita y los sesquióxidos presentes en estos suelos son responsables de tal propiedad.

Muy pocos datos útiles se tienen con relación al estudio de cambio de bases en los suelos tropicales. Anderson y Byers (2) encontraron en el suelo laterítico "Nipe" muy poca capacidad de cambio de bases y solamente trazas de bases totales mono y divalentes. Holmes y Edington (29) publicaron unos datos que indican que el suelo franco arcillo arenoso de Cecil con una relación sílice a sesquióxidos por debajo de 1.5 está caracterizado por bajo contenido de bases y baja capacidad de cambio.

Las bases de cambio no están influenciadas solamente por la composición mineralógica de la fracción coloidal. La materia orgánica influye también en gran parte. Es generalmente conocido que peso a peso la materia orgánica tiene un mayor poder absorbente que la arcilla. Sin embargo, en aquellas regiones donde la temperatura es elevada y donde las condiciones de aireación son favorables, la materia orgánica es rápidamente descompuesta y sus beneficios no pueden alcanzarse.

Muchos investigadores, y entre ellos Bennett (9) y Bennett y Allison (8) han dado a la publicidad datos que muestran que la capacidad de cambio de la mayor parte de los suelos tropicales varía entre 6 y 10 miliequivalentes. Esta baja capacidad de cambio hace que estos suelos presenten características físicas y químicas algo diferentes de aquéllas exhibidas por los suelos de las regiones templadas. Muchas de las propiedades físicas tales como grado de dispersión, capacidad de retención de agua, pH, etc., dependen de la cantidad y naturaleza de los cationes en el complejo de cambio. Estas propiedades están muy bien definidas en los suelos tropicales y ellas serán discutidas en la última parte de este trabajo.

*Curvas de titulación:* La masa del suelo tiene una fuerte tendencia a permanecer más o menos constante desde el punto de vis-

ta de su reacción. Esta resistencia del suelo a un cambio de condiciones parece ser debida a la presencia en él de ciertos constituyentes que son llamados comunmente amortiguadores. (buffers). La acción amortiguadora es un fenómeno común a todos los tipos de suelos y el grado de amortiguamiento depende de la presencia de ciertos constituyentes tales como materia orgánica, fosfatos, y principalmente de la cantidad y naturaleza de las partículas coloidales. Estos materiales cuando están presentes en el suelo son susceptibles de remoción por combinación con ciertos iones activos que producen otros cambios distintos de aquellos deseados.

La arcilla coloidal ha sido considerada como semejante a un radical ácido formado de silicatos complejos de hierro y aluminio altamente hidratados. Por esta razón los suelos se comportan de manera semejante a ácidos polibásicos débiles tal como lo demuestra el poco cambio observado en el pH cuando se agregan sucesivas cantidades de un álcali o un ácido. El equilibrio entre el suelo y el álcali o ácido agregado a él no es establecido tan rápidamente como en el caso en que todos los reactivos estén en verdadera solución. Este hecho fue reconocido por Anderson y Byers (2), quienes gastaron de 30 a 48 horas de agitación para llegar cerca del punto de equilibrio.

La acción amortiguadora de los coloides del suelo está en relación principalmente con el complejo de cambio. Cuando se agregan iones de hidrógeno a una suspensión de arcilla, son absorbidos por la solución y las bases son desplazadas del complejo de cambio. Así, la capacidad amortiguadora está parcialmente condicionada por la cantidad de bases presentes en forma reemplazable. Cuando se agregan bases a las suspensiones ácidas de arcilla, ellas desplazan los iones de hidrógeno hasta que el sistema se vuelve alcalino y tienden a descomponer los constituyentes de la arcilla en el lado alcalino. Silicatos y aluminatos solubles resultan a veces al aumentar el amortiguamiento por absorción de una gran cantidad de la base agregada.

Cuando se agrega una solución alcalina a la fracción coloidal de suelos diferentes, el carácter de la curva de neutralización puede ser diferente para los coloides de los diferentes grupos de suelo. La fracción coloidal de los suelos lateríticos tiene cualidades amortiguadoras mucho más débiles que aquella de los grupos de suelos y para ellos las curvas de titulación son tan marcadamente diferentes en carácter que pueden ser fácilmente diferen-

ciados por este medio. Anderson y Byers (2) presentan las siguientes curvas de titulación para los tipos representativos de cada uno de los grupos del suelo.



Curva de titulación de los coloides de los correspondientes horizontes iluviados en un representante de cada uno de los grupos de suelos.

Estas curvas corresponden a muestras representativas de los siguientes grupos de suelos:

Hastings. Representativo de suelos PEDOCAL.

Carrington. Representativo de suelos de PRADERA.

Miami. Representativo de suelos PARDO-GRISES

Ruston. Representativo de suelos LATERITICOS

Laterita (suelo arcilloso de Kawaii, Hawaii). Representativo de suelos LATERITAS

Tres hechos importantes se observan en el diagrama:

- Diferente valor inicial del pH,
- Diferentes cantidades de base para producir un pH 7.00, y
- La extensión del pH sobre el cual los cambios de pH son más abruptos.

El valor inicial del pH aparece más alto en los suelos lateríticos y más bajo en los coloides con una alta relación sílice-sesquió-

xidos. Pero la diferencia más notoria se refiere a la cantidad de base necesaria para obtener un pH 7. La máxima cantidad de álcali necesitado por los coloides lateríticos para alcanzar el punto neutro fue menor de 0.2 miliequivalentes por gramo, mientras que en los otros grupos la cantidad varió desde 0.3 a 0.55 miliequivalentes.

El tipo de curva con relación a la amplitud total es también característicamente diferente en los suelos lateríticos de aquellos de los otros grupos.

Las curvas de titulación de los coloides del suelo no dan ninguna evidencia de la presencia de un solo ácido definido. Algunos investigadores han encontrado una interrupción de la curva alrededor del pH 7.0 y han interpretado este hecho como debido a la presencia de un ácido de carácter monobásico. Puri y Asghar (46) trabajando con muestras de suelo, concluyeron según sus resultados que: "las curvas de titulación de los acidoides del suelo se parecen estrechamente con aquellas de los ácidos dibásicos débiles". Agregaron que "el punto de inflexión ocurre aproximadamente a 4 unidades pH más arriba del pH inicial del acidoide y corresponde con la neutralización del primer hidrógeno". Algunos otros investigadores han presentado la posibilidad de que las curvas de titulación de los acidoides del suelo indiquen la presencia de ácidos polibásicos en los cuales los diferentes puntos finales se superpongan uno a otro.

*El pH y su relación con el porcentaje de saturación con bases:* Existen diferentes puntos de vista en relación con la explicación del carácter ácido de los coloides del suelo. Por titulación con álcalis las arcillas ácidas han dado curvas semejantes a las de los ácidos débiles. Los estudios de estas curvas de titulación han indicado que la naturaleza de la acidez coloidal parece estar estrechamente asociada con la clase y extensión de los procesos de meteorización. Los datos presentados por varios investigadores parecen indicar una tendencia hacia una relación directa entre la concentración del ion hidrógeno y la relación sílice-sesquióxidos. La relación, sin embargo, no es estrecha. Los resultados de Bennett (8) en los suelos de Cuba, muestran que la mayoría se acercan a la neutralidad. El contraste de este alto pH con el bajo pH presentado por los suelos de alta relación sílice-sesquióxidos, indica que los coloides ácidos del suelo se vuelven progresivamente menos

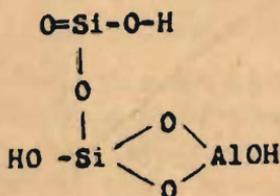
ácidos a medida que la hidrólisis y la lixiviación avanzan en el suelo.

Byers, Alexander y Holmes (11) presentaron la hipótesis de que los coloides fundamentales inorgánicos son "ácidos" anfotéricos aluminosilícicos definidos. Los coloides mismos fueron considerados ser sales de estos ácidos con un mayor o menor reemplazo del hidrógeno ácido por metales, y de los grupos hidroxilos por iones ácidos. También se consideró la existencia de varios compuestos, incluyendo el ácido "haloysítico" el cual se considera como uno de los constituyentes dominantes de los coloides en los suelos lateríticos.

Anderson y Byers (2) en otra publicación agregaron más información con respecto a la hipótesis del carácter del ácido individual, o ácidos responsables de la conducta ácida de los coloides del suelo.

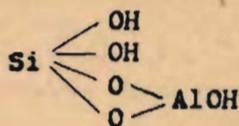
Considerando la hidrólisis como el proceso fundamental que produce los coloides del suelo, se ha creído que los minerales tales como la ortoclasa pueden ser descompuestos en una serie de productos, cuya naturaleza está determinada principalmente por las condiciones ambientales.

Los anteriores investigadores supusieron varias relaciones sílice-alúmina y les dieron valores teóricos. Un valor teórico de 6 fue asignado a los coloides "monmorilloníticos" y uno de 4 fue sugerido para el material llamado ácido "pyrophilico", de fórmula:



La fórmula representa un ácido tribásico con presumibles características fuertemente ácidas. Pero ellos opinan que su curva de neutralización no da ninguna prueba de ser más que de un carácter dibásico y muy poca evidencia de tener más de un átomo de hidrógeno reemplazable.

El siguiente paso hipotético postulado, es el del ácido "haloysítico", con esta fórmula:



Se asume que este material, con sus cualidades ácidas más débiles, está bien de acuerdo con la conducta de titulación de los coloides extensivamente meteorizados cuyas relaciones sílice-alúmina son alrededor de 2.0.

En los suelos lateríticos, donde los procesos de meteorización han llegado a su perfección, probablemente existe un estado intermedio entre el ácido "holoysítico" y la completa laterización, y por consiguiente, en estos suelos, el ácido dominante puede posiblemente ser uno muy débil y aún no denominado.

Así el alto valor de pH exhibido por los suelos tropicales puede ser explicado sobre la base de la hipótesis de Anderson y Byers. En estos suelos todos los factores necesarios para obtener las condiciones anteriores están presentes. La alta temperatura y el agua que está presente en muy grandes cantidades, está constantemente ejerciendo su acción hidrolizante. Los procesos de caolinización que se suceden están indicados por una baja relación sílice sesquióxidos y por un alto grado de insaturación con bases de cambio. El coloide resultante estará formado principalmente por minerales del tipo caolínítico o haloysítico y por la misma razón presentará una débil reacción ácida.

La naturaleza de los minerales presentes y la baja relación sílice-sesquióxidos afectan las propiedades absorbentes y por consiguiente la capacidad de cambio, exhibida por la fracción coloidal formada bajo estas condiciones de intensa meteorización, será más bien baja.

La hipótesis está de acuerdo muy bien con los datos dados por otros investigadores (8) (32) en los trópicos, los cuales han presentado informaciones que indican que estos suelos exhiben una ligera reacción ácida o neutra, una baja relación sílice-sesquióxidos y baja capacidad de cambio.

A pesar de que los suelos lateríticos están caracterizados por una excepcional uniformidad en el perfil, hay algún aumento de acidez con la profundidad. Esto ha sido observado por muchos investigadores y especialmente por Doyne (19) en los suelos de Nigeria.

Las posibles razones para este cambio de reacción con la profundidad pueden ser brevemente resumidas:

a) —Las raíces de las plantas toman la materia mineral la cual es finalmente depositada sobre la superficie por la caída de las hojas. Debido a la rápida descomposición de estos desechos de las plantas, las bases quedan libres y el contenido de ellas en la superficie aumenta a expensas del horizonte en donde las raíces de la planta toman su alimento. Un sistema radicular extenso y una buena caída de hojas, causarán un mayor traspaso de bases del subsuelo a la superficie, aumentando en esta forma las bases de cambio, el pH y el porcentaje de saturación con bases en la capa superficial del suelo.

b) —El aumento en acidez a una profundidad definida seguido por una regular disminución, tal como se ha observado en algunas ocasiones, puede ser tenido como el resultado de un corto período de lluvias seguido por un largo período de extrema sequedad. La posible explicación para este hecho es que durante las fuertes lluvias el suelo se satura y en los intervalos secos las bases desplazadas desde una profundidad dada son subidas a la superficie. Por debajo de esta profundidad la acción lixiviante del agua predomina y entonces el horizonte en donde el pH y la saturación son más bajos, es privado de sus bases en ambas direcciones, hacia abajo por lixiviación y hacia arriba por evaporación.

El carácter más ácido de las capas más inferiores del suelo puede también ser debido a un estado de meteorización menos avanzado. La superficie del suelo está más en contacto con los agentes meteorizantes y por consiguiente la descomposición de los minerales toma lugar más rápida y completamente que en las capas más inferiores. Los coloides minerales ácidos en estas capas más inferiores pueden así ser más fuertemente ácidos que aquéllos que están cerca a la superficie. La lixiviación de la sílice en el perfil puede también aumentar el grado de acidez. En el horizonte próximo al material de origen, esta acidez debe disminuir si este

material contiene constituyentes básicos ya que estos no han sido tan completamente lavados en las capas inferiores.

## FIJACION DE FOSFATOS

La fijación de fosfatos ha sido estudiada durante muchos años pero solamente en tiempos recientes este problema ha recibido atención en las regiones tropicales, especialmente debido a los esfuerzos de los investigadores hawaianos.

Hay dos entidades que toman parte en el proceso de la fijación del fósforo: (a) el material fijado y (b) el suelo en el cual está fijado. Con el objeto de estudiar la segunda parte, se recordará que la fracción coloidal en las regiones tropicales está caracterizada principalmente por una baja relación sílice-sesquióxidos, relativamente gran cantidad de sesquióxidos libres, baja capacidad de retención, elevadas cantidades de agua combinada y una reacción moderadamente ácida.

Este contenido coloidal es la sede de las reacciones químicas y el responsable del intercambio de bases y en gran parte de la fijación del fosfato. Generalizando puede decirse, que un intercambio alto de bases y una baja fijación de fosfato son una característica de los suelos formados en las regiones templadas, mientras que un intercambio de bases bajo y una alta fijación de fosfatos son características de los suelos tropicales.

*Extensión de la fijación:* Cuando se aplican a los suelos fertilizantes fosfatados su fijación por los óxidos hidratados de hierro y aluminio es un factor que debe tenerse en cuenta. Heck (28) informó que al aplicar fósforo soluble a suelos lateríticos en Hawai, la mayoría de ellos fijaron más del 80.00% del fósforo aplicado.

En 1929 Martin y Doyne (39) obtuvieron resultados similares en trabajos realizados con suelos lateríticos en la Sierra Leona. Se hizo el siguiente experimento: Veinte gramos de suelo fueron agitados en una solución de fosfato ácido de calcio que contenía 0.04% de  $P_2O_5$  y dejado durante 5 días. Se filtró la suspensión, se estimó el fosfato en el filtrado y de éste se calculó el fósforo tomado por el suelo. Dan los siguientes datos:

| Suelos | % de $P_2O_5$ removido de la solución | Relación sílice aluminio |
|--------|---------------------------------------|--------------------------|
| 1      | 99.30                                 | 1.36                     |
| 2      | 98.20                                 | 2.11                     |
| 3      | 96.50                                 | 1.75                     |
| 4      | 97.70                                 | 1.89                     |
| 5      | 72.10                                 | 2.11                     |

Estos resultados indican que los suelos fueron capaces de remover grandes cantidades de fósforo de la solución y también sugieren que mientras más baja sea la relación sílice-alúmina mayor será la proporción de fósforo removido.

Scarseth y Tidmore (52), Hardy y Rodríguez (26), Davis (19), Toth (54), Beater (6), Heck (27), Chandler (15) y muchos otros investigadores han sacado en conclusión que, la cantidad de fósforo fijado está en proporción inversa a la relación sílice-sesquióxidos.

*Mecanismo de la fijación:* Hay varias teorías acerca de la fijación de los fosfatos. En este trabajo no intentaremos hacer una revisión completa de la voluminosa literatura sobre la materia y que contiene en muchos casos juicios contradictorios. Sólo serán presentadas aquellas hipótesis que están más relacionadas con la naturaleza de los suelos tropicales.

El grado de fijación es una función de la concentración de los iones de hidrógeno en la solución. De acuerdo con muchos investigadores el máximo de retención por el hierro ocurre a un pH 3.0 y por el calcio a un pH alrededor de 8.0 ó más. La absorción de fosfatos por el aluminio parece ser mayor bajo condiciones ácidas de pH 4.0 a 6.0.

Volkerding (56) da las siguientes conclusiones después de hacer una revisión de la literatura sobre la materia publicada por distintos autores:

1. El fosfato de hierro muestra una solubilidad mínima a un pH alrededor de 3.
2. El fosfato de aluminio muestra una mínima solubilidad a un pH que va de 4 a 6, dependiendo de la concentración de Al con respecto a los iones de fosfato.
3. El manganeso muestra la solubilidad mínima a un pH de 6 a 7.

4. El titanio es capaz de formar fosfatos insolubles en la zona ácida.
5. El calcio es capaz de formar fosfatos insolubles por encima de un pH 5.5 y muestra una mínima solubilidad a un pH de 7.5 ó más.
6. El fosfato de magnesio muestra la solubilidad mínima a un pH alrededor de 9 a 10.

Además del valor del pH al cual se establece el equilibrio, existen los siguientes factores que afectan la retención de los fosfatos en el suelo:

- a) —Naturaleza de la arcilla.
- b) —Naturaleza de los cationes de cambio en la arcilla.
- c) —Naturaleza de los cationes agregados con los aniones, y
- d) —Naturaleza de los otros aniones presentes.

La fijación del fósforo en los suelos tropicales parece depender principalmente de la presencia de los óxidos de hierro y aluminio. En presencia de abundantes óxidos de hierro y aluminio —baja relación sílice-sesquióxidos— la fijación será principalmente en forma de fosfatos de hierro y aluminio. En presencia de cationes divalentes la fijación será parcial en forma de los correspondientes fosfatos. Sin embargo, Hecker (28) declara que “lateritas de los suelos de Hawai fijaron el fosfato, en forma de fosfatos de hierro y aluminio, aun en presencia del calcio”. Beater (6) ha sugerido que desde un pH 6.5 hacia arriba, el calcio predomina en combinación con fosfatos solubles y que por debajo de este pH es grandemente eliminado del equilibrio de fijación.

Tres explicaciones han sido propuestas para la fijación del fósforo directamente por los materiales coloidales: (a) intercambio del anión, (b) absorción del anión o de toda la molécula, y (c) formación de un precipitado insoluble a través de reacciones químicas en la solución del suelo.

Ravikovitch (47) dice que la absorción de los iones fosfáticos se basa sobre el principio del intercambio de un anión equivalente; en suelos-H el intercambio es entre el ión fosfato y los iones hidroxilos, y en los suelos-Ca el calcio de cambio es reemplazado por los cationes del fosfato de la solución usada. Ravikovitch muestra así que la cantidad de adsorción depende hasta cierto punto de la capacidad del complejo suelo para el intercambio aniónico.

Davis (19) consideró que hay una penetración de los fosfatos en la interface sólido-líquido para formar nuevos compuestos

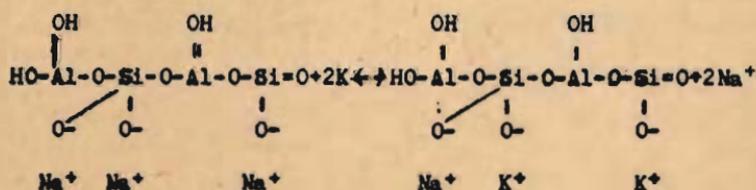
con los minerales hidratados y sugirió la adsorción de cationes junto con los iones de fosfato.

Hance y otros (22) en Hawai sugirieron la idea de que los fosfatos presentes en la fase acuosa pueden también entrar a la fase sólida al menos entre la capa coloidal superficial y reaccionar para formar nuevos compuestos con alguna de las sustancias presentes, aun cuando ni estas sustancias ni los nuevos compuestos fosfatados sean más que ligeramente solubles en la solución del suelo. En este caso el equilibrio está condicionado tanto por la concentración de fosfatos en la solución del suelo como por la concentración de los nuevos compuestos en la superficie reactiva del suelo. Es de notarse que este concepto es diferente de la concepción antigua, de que el aluminio, el hierro y el calcio solubles reaccionaban con el fosfato soluble para precipitar fosfatos insolubles.

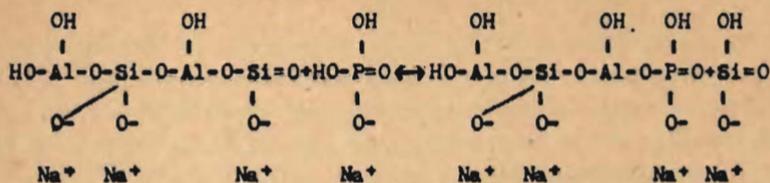
La hipótesis del nuevo compuesto formado está acorde con el hecho de que los compuestos resultantes son químicamente diferentes de los simples precipitados tales como fosfatos de hierro o aluminio. Se considera que estos compuestos son complejos que contienen en este caso ambos iones  $\text{HPO}_4$  y  $\text{H}_2\text{PO}_4$  y también el radical básico K, Na, etc.

Con respecto al reemplazo aniónico de los grupos  $\text{SiO}_4$  y OH por iones  $\text{PO}_4$ , estos investigadores consideran posible la reacción hasta cierto punto. Sin embargo, consideran más probable una combinación de todo el compuesto fosfatado con los coloides del suelo, para formar compuestos adicionales o complejos. Estos complejos cuando se disocian libertan los iones básicos los cuales toman parte en el incremento del intercambio de bases así obtenido. Estas distinciones se ilustran con los siguientes diagramas.

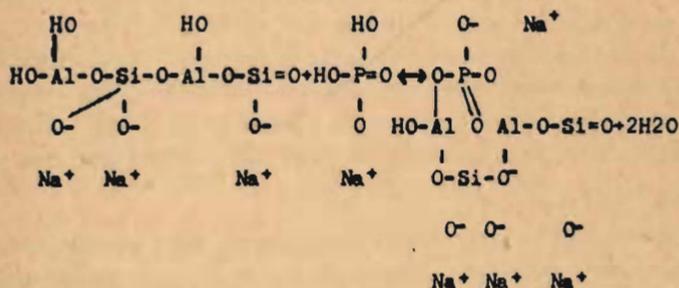
#### INTERCAMBIO DE BASES



CAMBIO DE FOSFATOS POR SILICATOS



FORMACION DEL COMPLEJO CON ELIMINACION DE AGUA



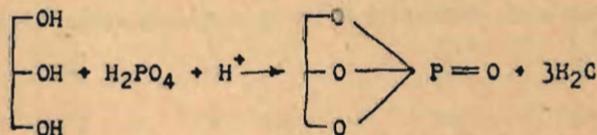
En el primer caso (Pág. 29) no hay ningún cambio fundamental en la estructura del aluminio-silicato coloidal, aunque sus propiedades pueden ser cambiadas.

En el segundo caso hay un cambio en composición y estructura.

En el último hay cuatro uniones electrostáticas — uniones de base de cambio — en lugar de tres, indicando que la capacidad de intercambio de bases ha sido aumentada.

Otra teoría es la presentada por Stout (53), quien con los rayos X ha obtenido la evidencia del intercambio del anión en minerales caoliníticos y halosilícicos. La absorción de grandes cantidades de  $\text{PO}_4$  fue considerada como debida a un mayor número de iones OH apropiados para intercambiarse con los iones  $\text{PO}_4$ .

Suspensiones de tierra caolinítica en una solución de fosfato ácido aumentaron el pH de la solución, indicando el desplazamiento de iones OH por iones  $\text{PO}_4$ . La siguiente reacción se sucede:



La evidencia directa del cambio de  $\text{PO}_4$  por iones  $\text{OH}$  está dada por la cantidad de agua formada y por los estudios con rayos X en caolinitas fosfatadas. En el primer caso, la medida de la pérdida de agua de las mezclas de caolinita y  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  se encontró que era mayor que aquella obtenida en mezclas de bentonita y  $\text{KH}_2\text{PO}_4$ , indicando que la pérdida de agua se debe a la reacción entre el fosfato ácido y el mineral.

Este investigador expresó que los estudios con rayos X indicaron una alteración en la estructura enrejada (lattice) de la caolinita cuando los iones  $\text{PO}_4$  reemplazaron los iones  $\text{OH}$  en los planos de clivaje. Se encontró por medio de los rayos X que la caolinita fosfatada era amorfa. La remoción de  $\text{PO}_4$  por lixiviación con una solución alcalina de pH 9.0 y lavando luego con ácido clorhídrico diluido de pH 3.0 a 4.0, restableció el dibujo a los rayos X de la caolinita. Los mismos resultados fueron obtenidos con la halloysita. Stout explica este hecho diciendo que: "Ya que el dibujo caolinitico fue restablecido por la remoción de los iones de fosfato en una solución alcalina, se asumió que la pérdida del dibujo a los rayos X por la fosfatación era debida al desordenamiento de los bloques de caolinita por la sustitución de los iones más grandes de fosfato por iones  $\text{OH}$  entre cada capa de caolinita en el plano de clivaje; pero que las láminas individuales de aluminosilicatos que componen la capa de caolinita no eran destruidas por los procesos de fosfatación y desfosfatación". Concluyó que, el restablecimiento a los rayos X del dibujo de la caolinita da soporte al punto de vista de que la fijación del fosfato es un fenómeno de intercambio iónico reversible.

La hipótesis anterior está de acuerdo con los resultados obtenidos por Murphy (43) en 1939, quien encontró también un intercambio entre los iones  $\text{PO}_4$  y  $\text{OH}$ . Sugirió que aún un bajo porcentaje de caolinita, si se encuentra en una condición coloidal en el suelo, es capaz de retener el fosfato haciéndolo inaprovechable por las plantas.

*Utilización del fosfato fijado:* Se ha observado que cuando se agregan al suelo sales fertilizantes de ácido fosfórico, estas tienden a combinarse con las bases presentes, tales como calcio, magnesio, hierro y aluminio, para formar los correspondientes fosfatos. Hasta hace comparativamente pocos años, existía la opinión general de que el poco aprovechamiento por las plantas de los fos-

fatos del suelo era causado por la conversión de las formas solubles de los fosfatos en fosfatos insolubles de hierro y aluminio. Esta idea llevó a muchos investigadores a estudiar el grado de utilización del fósforo fijado.

McGeorge y Breazeale (37) estudiaron la asimilación por las plantas de los fosfatos de hierro y aluminio Q. P. (1). Cultivaron plantitas de trigo en jarras que contenían 0.5 gramos del respectivo fosfato. A dos de las muestras se les agregó carbonato de calcio con el objeto de estudiar la influencia de esta substancia en la absorción de los fosfatos. Después de que las plantas habían crecido durante 11 días en la solución nutritiva se les cortó, secó y redujo a cenizas y se determinó su contenido de fosfatos. Dieron los siguientes datos:

|  | Gramos de<br>PO <sub>4</sub> en 100<br>tallos | Gramos<br>de PO <sub>4</sub><br>absorbidos |
|--|---|--|
| 1. Control, agua destilada solamente                               | 0.0285  | —  |
| 2. 0.5 grms. de Fosfato Férrico                                    | 0.1140  | 0.0855                                     |
| 3. 0.5 grms. de Fosfato Férrico y<br>1 gm. de CaCO <sub>3</sub>    | 0.0712  | 0.0427                                     |
| 4. 0.5 grms. de Fosfato de aluminio                                | 0.1800  | 0.1515                                     |
| 5. 0.5 grms. de Fosfato de aluminio,<br>1 gm. de CaCO <sub>3</sub> | 0.0712  | 0.0427                                     |

Estas cifras indican claramente que las plantas bajo ciertas condiciones pueden obtener fosfatos de los fosfatos de hierro y aluminio y que la asimilación es reducida en ambos casos por la presencia de carbonato de calcio.

En vista de la mayor asimilación del fosfato de aluminio en comparación con la del fosfato férrico, los mismos investigadores realizaron otro experimento ajustando la reacción a un pH de 6.0 a 7.0. Encontraron que a esta reacción ligeramente ácida ambos fosfatos son asimilados en cantidades iguales.

Bertholomew y Jacob (3) en 1933 publicaron los resultados sobre el aprovechamiento de distintos compuestos y particular-

(1) Q. P. En este caso se refiere a compuestos químicos de alta pureza obtenidos en las fábricas.

mente de fosfatos de hierro y aluminio sintéticos calcinados, determinados por métodos químicos, producción de material por las plantas, y absorción por las mismas. El cultivo usado como indicador fue pasto Sudan. Los experimentos fueron realizados en suelos que tenían un pH de 5.7 y los varios fosfatos se aplicaron en la proporción de 0.3 gramos por jarra. Los resultados obtenidos con los tres métodos diferentes dieron una buena correlación e indicaron que el fosfato de aluminio fue absorbido en mayores cantidades que el fosfato de hierro y en cantidades casi iguales al fosfato monocálcico usado como medida patrón del aprovechamiento de los distintos fosfatos. Las cifras indicativas del fósforo tomado por el cultivo en el primero, segundo y tercero cortes, es como sigue:

|                           | Cortes |      |      | Total<br>grms. |
|---------------------------|--------|------|------|----------------|
|                           | I      | II   | III  |                |
| Fosfato de aluminio ..... | 28.8   | 13.3 | 14.0 | 56.5           |
| Fosfato monocálcico ..... | 31.1   | 18.8 | 11.2 | 67.1           |
| Fosfato de hierro .....   | 26.1   | 11.5 | —3.6 | 34.0           |

Los experimentos anteriores ponen de presente los siguientes hechos:

1.—La absorción del fósforo por las plantas en cada uno de los cortes sugiere que puede haber una diferencia en la rata de reacción y solubilidad de los compuestos al ser ellos aplicados al suelo, y

2.—Los compuestos formados durante la hidrólisis del fosfato de aluminio fueron más aprovechables que aquellos formados del fosfato de hierro.

La reacción de los suelos usados por Bartholomew y Jacob probablemente aumentó la solubilidad de los fosfatos de hierro y aluminio. Sin embargo, los resultados obtenidos por McGeorge y Breazeale con fosfatos naturales no fueron igualmente tan satisfactorios, no obstante el cambio en la reacción de la solución de cultivo de un pH 5.0 a un pH 9. Esto se debe probablemente a las diferencias en las propiedades y composición química entre los fosfatos puros y los fosfatos minerales naturales. Estos fosfatos son muy insolubles debido al hecho de que la mayor parte de ellos son fosfatos básicos hidratados. Cuando se agrega al suelo fosfatos solubles probablemente se forman compuestos de la misma composición y la rata de absorción por la planta puede ser negativa

o considerablemente más baja que la cantidad tomada de los compuestos químicos puros en las condiciones de laboratorio. En 1935 Heck (28) trabajando en los suelos del Hawaii, opinó que, si el fósforo aplicado es soluble y toma la forma de fosfato de calcio, es rápidamente aprovechable, pero que si se fija como fosfato básico de hierro ( $\text{Fe}_2(\text{OH})_3\text{PO}_4$ ) llamado dufrenita, se vuelve tan lentamente asimilable que puede considerarse como perdido para la planta. Scarseth y Timodore (51) manifestaron que la cantidad de fósforo asimilable varía directamente con la relación sílice a sesquióxidos. De acuerdo con esta opinión, la proporción de la absorción del fósforo por las plantas en los suelos del tipo laterítico es probablemente muy baja.

Sin embargo, es posible que bajo ciertas condiciones ácidas del suelo estos fosfatos fijados puedan suplir parte de las necesidades de la planta. El fosfato de calcio es muy soluble en reacciones ácidas e insoluble del lado alcalino. Por otra parte, por encima de un pH 6.0 los fosfatos de hierro y aluminio pueden hidrolizarse para formar sales de fosfatos solubles.

*Reacción con otros fertilizantes:* En párrafos anteriores de este trabajo se discutió el significado de la relación sílice sesquióxidos en relación con la fijación del fósforo. En regiones de lluvias abundantes, la disminución de la sílice y bases en el suelo resulta en un cambio dentro de la fracción coloidal del suelo, que acentúa su avidez para absorber o fijar otros fertilizantes solubles aplicados.

Los otros fertilizantes comunmente aplicados son sales de potasio y nitrógeno en forma de sales de amonio o nitratos.

La fijación de las bases es muy diferente de la de los fosfatos. La fijación de las bases está limitada por la capacidad de bases de cambio del suelo y la fijación consiste parcialmente en el reemplazo de otras bases. Los fosfatos no están limitados por una capacidad de cambio ácida —correspondiente a una capacidad de cambio básica— y no son fácilmente reemplazados por otros aniones. Por otra parte, cuando se aplican al suelo fertilizantes que contienen materiales básicos, los iones básicos reemplazan las bases presentes y son fijados. Pero los otros iones se combinan con las bases reemplazadas para formar compuestos que pueden no ser retenidos por el suelo. En el caso de los fosfatos no solamente el  $\text{PO}_4$  es fijado por el complejo del suelo, sino aparentemente todo el compuesto.

*Reacción con fertilizantes potásicos:* Existe muy poca información con respecto al comportamiento de los fertilizantes potásicos en los suelos tropicales. El poder de fijación parece que depende de la cantidad del fertilizante aplicado y de la naturaleza de los coloides del suelo. La capacidad de bases de cambio en muchas regiones es muy poca y por consiguiente la cantidad de sales de potasio necesarias para satisfacerla será muy pequeña. En estos casos los excesos de sales de potasio agregadas al suelo posiblemente se fijan en alguna otra forma o permanecen hasta cierto punto libres en la solución del suelo donde pueden ser absorbidas por las plantas o perderse por lixiviación. Así, Craig y Lincoln (18) informaron que después de haber agregado sales de potasio a suelos típicos en Mauritius resultó un aumento en la cantidad de potasio no cambiante. En este caso es posible que se hubiera alcanzado el punto de equilibrio y por el aumento de potasio se efectuó la conversión a formas no reemplazables. Jacks (33) también encontró que la remoción de alúmina libre de las arcillas disminuye el poder de fijación, lo cual sugiere que la alúmina libre está directamente comprometida en los procesos de fijación.

*Reacción con las sales de amonio:* La absorción de las sales de amonio se sucede hasta cierto punto en forma similar a los compuestos de potasio. Sin embargo, ellas no son tan fuertemente fijadas y su presencia en el suelo es más inestable a causa de la condición especial que favorece la oxidación del amonio a nitratos.

En el proceso de fijación por el suelo el amonio desplaza ciertas otras sustancias básicas. La continua aplicación de fertilizantes amoniacaes tiende a hacer los suelos de las regiones templadas más ácidos. No hay datos disponibles con respecto a este punto en los suelos tropicales, pero es de esperarse que se suceda el mismo fenómeno.

*Reacción con los nitratos:* La parte mineral del suelo tiene poco poder de absorción para los nitratos. Parece que el nitrógeno en la forma de nitratos no es fijado por el suelo de la misma manera y en la misma extensión que el amonio, potasio o fosfatos. El nitrógeno puede ser fijado biológicamente por los organismos del suelo. Las formas minerales aplicadas, no siendo absorbidas por los constituyentes del suelo, están expuestas a pérdidas por lixiviación, bajo condiciones favorables.

## MATERIA ORGANICA

*Cantidad presente:* Se ha aceptado, generalmente, que las condiciones en los trópicos no son favorables para la acumulación de la materia orgánica. Esta suposición se ha hecho sobre la base de que en los suelos tropicales húmedos y calientes de buena porosidad y consecuentemente con buena aireación, la materia orgánica desaparece rápidamente. Pero, al contrario de esta idea general, el contenido promedio de materia orgánica en muchos suelos es más alto de lo que ha sido supuesto según los estudios de varios investigadores.

Bennett y Allison (8) encontraron suelos típicos agrícolas de Cuba con un contenido de materia orgánica más bien alto. Según Ritcher (48) el contenido de materia orgánica en los suelos del Hawaii es alrededor de dos o tres veces más alto que en la mayoría de los suelos de los Estados Unidos. El "Imperial Bureau of Soil Science" (32) estableció que el contenido de materia orgánica en los suelos lateríticos fluctúa entre 0.1 y 17.00%.

El problema es difícil de dilucidar a causa de que dentro de las regiones tropicales hay cambios rápidos en el clima y la temperatura puede depender menos de la latitud que de la altura. Mejor dicho, en las partes elevadas no se encuentra clima tropical aunque estén situadas en latitudes tropicales. Mohr (42) declara que en las regiones tropicales con baja temperatura se realiza la acumulación de materia orgánica. En las zonas altas la temperatura es baja y la actividad bacteriana está lo suficientemente disminuída como para permitir la acumulación del humus. Por el contrario, en las tierras bajas la temperatura es siempre alta y bajo condiciones favorables de aireación y humedad la materia orgánica rápidamente desaparece. Los suelos lateríticos se forman donde prevalecen estas condiciones y por esta misma razón presentan un contenido muy bajo de materia orgánica. Pero el estimar la materia orgánica de este tipo de suelos y generalizar los resultados obtenidos a todos los suelos tropicales, puede conducir a conclusiones erradas.

*Rata de producción contra rata de descomposición:* De una manera general puede decirse que la macroflora sintetiza la materia orgánica y que la microflora destruye lo que aquella hace. La diferencia entre lo que las plantas superiores construyen y lo que

los organismos mas inferiores destruyen constituye el material complejo denominado "humus". Su abundancia en el suelo depende en alto grado de la temperatura. La formación de esta sustancia se realiza más rápidamente cuando prevalecen una vegetación exuberante, temperatura apropiada y unas buenas condiciones de humedad.

El humus es destruído por los microorganismos del suelo, cuyas actividades son aceleradas por las temperaturas altas y buenas condiciones de humedad y aireación. De aquí, que el humus puede acumularse solamente cuando las condiciones para su formación son más favorables que aquéllas para su destrucción. Esto puede ilustrarse con el siguiente diagrama presentado por Corbet (17).

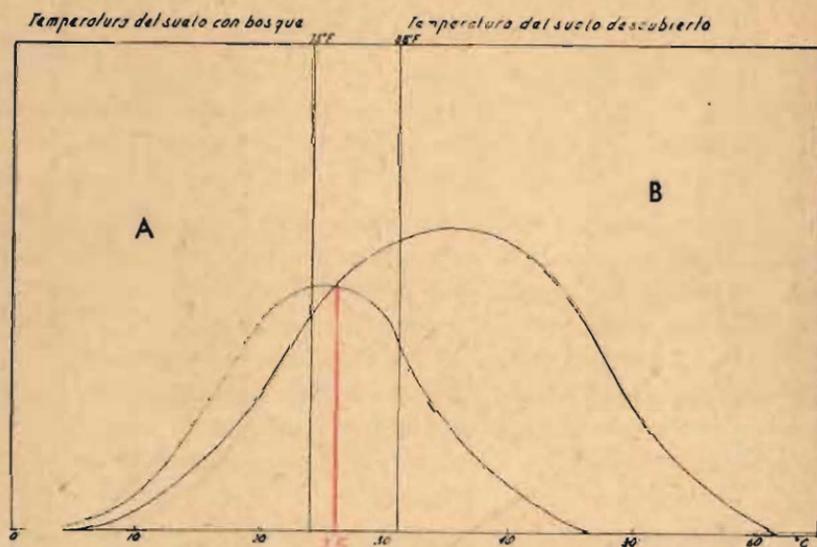


Fig 2. Relación entre la temperatura y la formación y descomposición del humus. (Corbet, 17).

La curva A representa la relación entre el crecimiento vegetativo y la temperatura. Al mismo tiempo representa las condiciones bajo las cuales la acumulación del humus puede tener lugar. La relación entre la actividad microbial y la temperatura está representada por la curva B. Como la descomposición de la materia orgánica depende de las actividades de los microorganismos, la misma curva indica las condiciones bajo las cuales este proceso puede realizarse.

Las curvas de la formación de la materia orgánica y de la descomposición de la misma se interceptan alrededor de los 25 grados C. Esto puede ser una indicación de que a esta temperatura los dos procesos deben avanzar a la misma velocidad y no puede haber ninguna acumulación de materia orgánica en el suelo. Los trabajos de Jenny demuestran que el contenido de nitrógeno y carbón del suelo varía inversamente con la temperatura, indicando que el balance entre la formación y la descomposición de la materia orgánica se establece con un contenido más bajo de materia orgánica en los climas calientes que en los fríos.

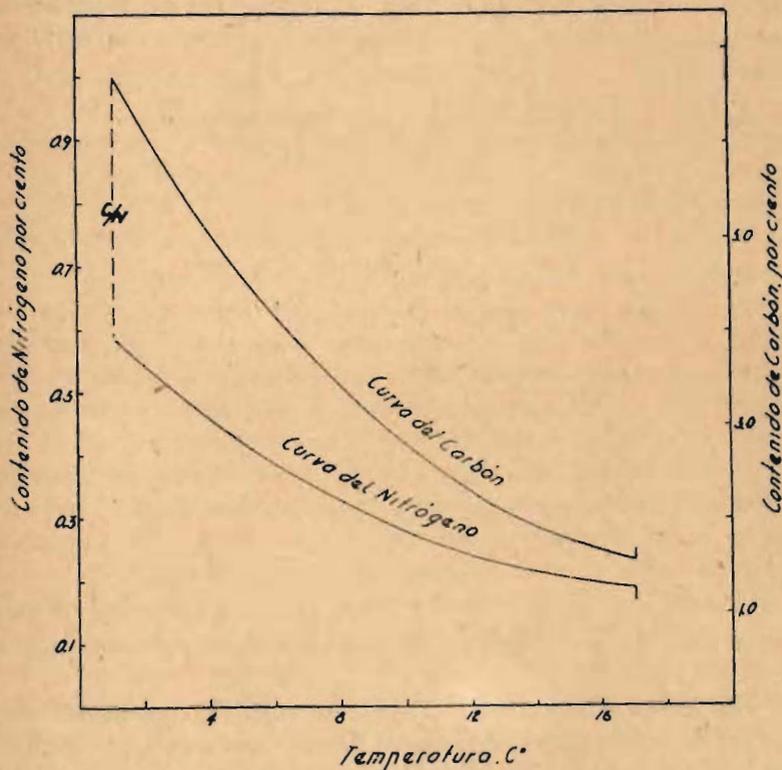


Fig. 3. Representación esquemática del aumento de la relación N : C al disminuir la temperatura (Wakaman, 57).

*Curso de la descomposición en contraste con la de las regiones templadas:* El grado de descomposición de la materia orgánica se mide generalmente en los suelos por la relación C/N. Hardy

y otros (25) encontraron que en algunos suelos tropicales la relación C/N está por encima de 10 en la superficie y a menos de 5 a una profundidad de dos pies.

Dothie (21) hizo estudios comparativos de la ruta de descomposición de la materia orgánica en los suelos tropicales y en aquellos formados en las regiones templadas. Los datos indican grandes diferencias, las que explicó como debidas probablemente a la rata y grado de descomposición mucho más altos, que ocurre bajo las condiciones húmedas y calientes de las regiones tropicales. Con respecto a este punto ha sido anotado por Corbet (17) que la actividad microbial en los suelos tropicales —medida por la producción de CO<sub>2</sub>— es 10 veces mayor que en las regiones templadas durante los meses de verano. Esta información dará una buena idea de cómo la descomposición de la materia orgánica avanza mucho más rápido en muchos de los suelos tropicales.

Desde el punto de vista químico la materia orgánica del suelo está formada por una mezcla de diferentes sustancias que se han clasificado en tres grupos: (a) carbohidratos; (b) proteínas; y (c) grasas, resinas, ceras y compuestos similares.

La transformación que se sucede bajo condiciones climáticas templadas cuando se aplican materiales orgánicos al suelo indica que la materia orgánica da origen a un humus resistente con una relación C/N aproximadamente de 10, indicando pérdidas de sustancias celulósicas y acumulación de nitrógeno.

Bajo circunstancias normales en los suelos tropicales los constituyentes celulósicos desaparecen primero. Ello sugiere que al mismo tiempo el humus-lignina es también descompuesto, pero no tan rápidamente.

La transformación de la materia orgánica ocurre principalmente en la capa superficial donde la aireación es adecuada. En las capas más inferiores la presencia de materiales celulósicos está considerablemente reducida y en su lugar aparecen grandes cantidades de sustancias nitrogenadas hidrolizables y resistentes. Esto es una indicación del avanzado estado de la descomposición. La relación C/N en estas capas del subsuelo será probablemente menor de 5 como fue indicado antes. Este importante punto nos lleva a la conclusión de que los compuestos nitrogenados son mucho menos estables bajo las condiciones normales tropicales que bajo las condiciones templadas.

Duthie (21) presenta los siguientes datos comparativos de los constituyentes orgánicos de algunos suelos tropicales y templados:

Comparación entre suelos y materiales orgánicos tropicales y templados

| Muestras de suelo                    | Proteína total | Celulosa total | Humus lignina | Soluble en éter y alcohol | Soluble en agua |
|--------------------------------------|----------------|----------------|---------------|---------------------------|-----------------|
| Suelo superficial de Trinidad (0-5") | 55.9           | 4.5            | 39.1          |                           |                 |
| Suelo Fargo, horizonte "A" (!)       | 32.9           | 8.6            | 31.8          | 4.0                       | 2.7             |
| Subsuelo Trinidad (12-18")           | 87.9           | Trazas         | 12.1          |                           |                 |
| Suelo Fargo horizonte "B" (!!)       | 31.5           | 8.9            | 53.4          | 3.6                       | 2.6             |

(!) En esta tabla solamente están indicadas las cifras para las muestras de suelo. Estas cifras están recalculadas sobre la base del porcentaje en gramos de las substancias orgánicas encontradas en los perfiles.

(!!) El autor se refiere a un suelo de pradera analizado por Waksman y Stevens en New Jersey. Soil Science 30: 97-1930.

Las muestras de suelo presentan marcadas diferencias. Mientras los suelos superficiales son bastante similares en composición, los datos revelan una mucho menor cantidad de celulosa y humus-lignina en el subsuelo de Trinidad que en el horizonte "B" del suelo Fargo. El gran aumento en la proteína total de la superficie al subsuelo es muy conspicuo en el suelo Trinidad pero no en el suelo Fargo. La explicación de esta diferencia puede ser el hecho de que en el primer caso la lixiviación es tan intensa que parte del material de las plantas es llevado hacia abajo antes de que se haya descompuesto completamente en la capa superficial.

*Efectos de la descomposición de la materia orgánica sobre las propiedades del suelo:* Bajo condiciones normales la influencia de la descomposición de la materia orgánica es bien definida. Muchas de las actividades físicas y químicas que se realizan en el suelo están influenciadas en una u otra forma por la presencia de la materia orgánica o por sus productos de descomposición.

Durante los procesos de descomposición de la materia orgánica el  $\text{CO}_2$  está siendo continuamente liberado. Su presencia en el suelo tiende a influenciar la reacción a causa de su combinación con el agua para formar ácido carbónico. El  $\text{CO}_2$  en solución aumenta la acción solvente del agua y consecuentemente aumenta su poder de meteorización química, característica de las regiones tropicales. La solubilidad de los compuestos de calcio y magnesio y en cierto grado de la sílice y sesquióxidos depende en muchos casos de la presencia de materia orgánica en el suelo.

La mineralización de la materia orgánica produce sustancias que aumentan la concentración de las sales en la solución del suelo aumentando en esta forma su fertilidad. Algunos de los productos de la descomposición pueden también afectar ciertas reacciones en el suelo o volverse tóxicos para el crecimiento de las plantas si no prevalecen buenas condiciones físicas en el mismo.

La materia orgánica desempeña un papel muy importante en las propiedades físicas del suelo. Aumenta el poder de retención del agua y otros constituyentes. Cuando se incorpora al suelo tiende a separar las partículas y cuando la descomposición ya se ha realizado deja canales a través de los cuales se mueven libremente el aire y el agua, resultando un mejoramiento general de las

condiciones mecánicas. Los espacios porosos y el peso específico están grandemente influenciados por la materia orgánica del suelo.

La materia orgánica que a través de los procesos de descomposición alcanza el tamaño coloidal muestra propiedades físicas y químicas más prominentes que las exhibidas por las arcillas minerales. Por consiguiente su presencia en el suelo tiende a mejorar la aireación, la capacidad retentiva del agua, la granulación, la superficie expuesta, y muchas otras propiedades deseables del suelo.

Con respecto a la formación del suelo la materia orgánica desempeña un importante papel. Se ha sugerido que el efecto de la temperatura para promover la laterización está frecuentemente determinado por la naturaleza y cantidad de la materia orgánica del suelo. En los trópicos la remoción de la vegetación y consecuente destrucción del humus frecuentemente conduce en cierta extensión a la laterización. Mohr anotó que las verdaderas lateritas ocurren en Java solamente donde la oxidación del humus es tan rápida que elimina la posibilidad de solución de los sesquióxidos de hierro y aluminio. Por otra parte, cuando el contenido de materia orgánica es mayor y los productos de descomposición persisten durante largo tiempo, ocurre un proceso diferente: la podsolización.

## ESTRUCTURA DEL SUELO

La distribución de las partículas del suelo que forman su masa es lo que se denomina estructura del suelo. Esta estructura es una función de las condiciones que capacitan a ciertas partículas para agruparse por sí mismas en agregados.

*Formación y estabilidad de los agregados:* La formación de los agregados en los suelos tropicales depende de varios factores:

a) —Bajo condiciones tropicales la formación de los suelos tiene lugar principalmente por los procesos químicos de descomposición de las rocas y solamente en una limitada extensión por la desintegración mecánica.

Como resultado de esto los suelos estarán constituídos por material más fino y la formación de agregados será mayor que en los suelos formados bajo condiciones templadas.

b) —La presencia en el suelo de materiales cementantes. Baver (4) clasificó los materiales cementantes en tres grupos:

1. Las partículas mismas de arcilla.
2. Coloides irreversibles o lentamente reversibles tales como sesquióxidos de hierro y aluminio; y
3. Coloides orgánicos.

Se considera que la agregación de los suelos tropicales es causada principalmente por los materiales enumerados arriba en el ordinal dos. Los estudios hechos por Lutz (35) en suelos lateríticos indican que hay una relación directa entre la cantidad de hierro libre y la cantidad de agregados estables. Manifestó que el hierro puede desempeñar un papel doble: la parte que está en solución funciona como un agente floculante mientras que la otra, de naturaleza más gelatinosa, puede actuar como agente cementante. El efecto de la alúmina coloidal en la agregación no está aún bien establecido. Sin embargo, es posible que funcionen de una manera similar al hierro;

c) —El contenido de materia orgánica en el suelo tiene gran parte en la granulación del mismo. En los suelos lateríticos el contenido de materia orgánica es bajo y por consiguiente los agentes cementantes que predominan son los óxidos de hierro. Pero en aquellos suelos donde los procesos de laterización no han sido dominantes, el contenido de materia orgánica es más alto y la acción cementante debida a este constituyente debe ser mayor.

Del estudio de los factores anteriores puede observarse que el agente más importante que favorece la granulación en los suelos tropicales parece ser la presencia de los óxidos deshidratados de hierro y aluminio. La presencia de estos materiales en los suelos junto con otros factores presentes en las regiones tropicales húmedas, parecen ser los responsables de la diferencia de agregación de alrededor de 25.00% en los suelos podsólicos a 95.00% en los suelos verdaderamente lateríticos.

*Estabilidad de los agregados:* De acuerdo con Baver (4) “la estabilidad de la estructura se refiere a la resistencia que los agregados del suelo ofrecen a las influencias desintegrantes del agua y manipulación mecánica”. En condiciones secas los suelos en general tienden a formar agregados compactos y coherentes. Si estos agregados se desintegran al ponerse en contacto con el agua, se dice comunmente que la agregación no era muy estable.

El agua puede causar la desintegración de diferentes maneras. Esto puede ser debido a las siguientes razones:

a) —La película de agua que rodea los agregados y las partículas primarias tienden a reducir la fuerza cohesional de los materiales coloidales;

b) —La imbibición de agua por el coloide seco tiende a comprimir el aire en los microporos causando una desintegración de los gránulos del suelo;

c) —El hinchamiento de las partículas debido a la absorción del agua tiende también a producir desintegración cuando no hay una fuerza externa capaz de mantenerlas juntas; y

d) —El cultivo generalmente disminuye la granulación del suelo. Después de cultivado el suelo queda más expuesto a los procesos meteorizantes; el movimiento de aire y agua aumentan, la descomposición de la materia orgánica se acelera y en general hay una tendencia a remover los materiales que forman la estructura del suelo.

La estabilidad de los agregados también depende, indirectamente, de otros varios factores de menor importancia.

Algunas de las condiciones anteriores prevalecen en los suelos que tienen un alto contenido de humedad. Pero los suelos tropicales tienen en general una capacidad de retención de agua muy baja y están fuertemente cementados por óxidos de hierro. Así, bajo circunstancias normales, ellos presentan resistencia a las anteriores condiciones y conservan sus buenas características granulares.

*Porosidad y absorción de agua:* La aireación y movimiento del agua están asociados con la cantidad y tamaño de los poros. El tamaño y cantidad de los poros varía ampliamente de acuerdo con la clase del suelo. Los suelos tropicales y principalmente aquéllos de origen laterítico están caracterizados por una alta porosidad en comparación con otros suelos.

Ha sido observado por Bennett (7) y por Bennett y Allison (8) que los suelos de Cuba y la América Central absorben fácilmente el agua y luego la dejan evaporar o percolar rápidamente. La rápida absorción del agua indica la presencia de un gran número de poros de gran tamaño. Como el material coloidal de la mayor parte de los suelos tropicales no se hincha en presencia de un exceso de agua, se ha sugerido que los poros no están cerrados

y por consiguiente pueden absorber y conducir el agua rápidamente de la superficie a las capas inferiores a través de un sistema capilar continuo.

*Plasticidad:* A pesar de la gran cantidad de partículas más finas que presentan los suelos tropicales no muestran éstos condiciones de plasticidad. Este hecho indica que la plasticidad y otras propiedades físicas del suelo están determinadas más por el carácter de las partículas que por su grado de finura. La plasticidad en este caso parece estar relacionada con la composición química de la fracción coloidal del suelo. Como lo indicamos antes, muchas de las propiedades de la fracción coloidal están correlacionadas con la relación sílice-sesquióxidos.

Baver (4) presenta datos que indican el grado de plasticidad en los suelos que tengan la misma cantidad de arcilla, pero de diferente composición química, es menor en el suelo que tenga una relación sílice-sesquióxidos baja. Este hecho parece estar relacionado con el hinchamiento reticular (lattice). Se ha dicho que el hinchamiento de las arcillas coloidales disminuye con la relación sílice-sesquióxidos y que los tipos reticulados fijos de los minerales halloysita y caolinita se hinchan considerablemente menos que aquellos de tipo reticulado dilatado del mineral monmorillonita. Así, suelos que contengan minerales caoliniticos como tipo dominante y con una baja relación sílice-sesquióxidos presentan un menor grado de plasticidad o se vuelven plásticos a un bajo contenido de humedad. Lutz y Leamer (36) investigando sobre la distribución del tamaño de los poros en relación con la permeabilidad de los suelos, afirmaron que la cantidad del agua de hinchamiento retenida por el suelo depende de la cantidad y naturaleza del material coloidal. Afirmaron también, que la poca permeabilidad que presentaban los subsuelos de las muestras estudiadas era debida al material coloidal que producía una obstrucción de los poros por el hinchamiento acuoso. El grado de hinchamiento y porosidad fueron más bajos en los coloides de los suelos Davidson o Cecil, considerados como de naturaleza laterítica, que en los del suelo Iredell que presentaba altas características de hidratación.

Por consiguiente, se deduce de los experimentos anteriores, que las propiedades físicas de los materiales coloidales que se han discutido, están justamente bien correlacionadas con la composición química, tal como lo demuestra la relación sílice-sesquióxidos.

*Relación de las propiedades anteriores con el laboreo del suelo:* Es un hecho común que muchos suelos tropicales poseen generalmente propiedades de campo muy diferentes de las que exhiben los suelos de otras regiones. La literatura científica del suelo en los últimos años, suministra abundante información de las influencias de las propiedades enumeradas antes.

Los suelos de Hawaï han sido estudiados por varios investigadores que los han descrito como ligeros y fáciles de trabajar aún después de fuertes lluvias, lo que indica las deseables propiedades físicas de estos suelos.

Marchand (38) publicó un artículo indicando que los suelos rojos del Transvaal presentan tal comportamiento en el campo, que pueden ser clasificados por un observador casual como arenosos. Concluyó que las buenas condiciones físicas de estos suelos son debidas a la presencia de compuestos de hierro.

En Costa Rica, Bennett (7) encontró suelos de una textura excesivamente fina —consistente de sólo 0.7% de partículas más gruesas que el limo— pero tan abiertos y floclados que “la lluvia rápidamente se infiltraba en la tierra; y el suelo era tan poco pegajoso que la tierra podía ser arada durante o inmediatamente después de una lluvia fuerte, quedando perfectamente granular”.

Bennett y Allison (8) en su libro “Los suelos de Cuba” describen algunos tipos de suelos rojos que contienen más del 90.00% de arcilla —series Matanzas— pero de tal condición que “pueden ser cultivados a las pocas horas de estar saturados por una lluvia fuerte, sin efectos contraproducentes y sin que exhiban una condición pegajosa excesiva”.

Los estudios de los suelos en Puerto Rico, la India, Este y Oeste del Africa y Australia, han confirmado las mismas características físicas peculiares, indicando que las mismas condiciones están esparcidas a través de los suelos tropicales.

La razón o razones para este comportamiento pueden ser explicadas sobre la base de las propiedades físicas y químicas de los constituyentes del suelo. Se ha dicho repetidas veces que en los trópicos los procesos de meteorización son más intensos y por consiguiente las rocas son reducidas a pequeñas partículas de marcada uniformidad y de tales características que los suelos resultantes muestran excepcionales condiciones de friabilidad y permeabilidad. Desde el punto de vista químico, los suelos friables muestran

un escaso contenido de sílice y de bases y una abundante cantidad de sesquióxidos de hierro y aluminio. La importancia del material fino en la formación de los agregados y la influencia de los sesquióxidos en la estabilización de tales agregados, unido a la poca capacidad de retención de agua, elevada porosidad, bajo grado de plasticidad, poca cantidad de hinchamiento reticular, etc., explican el por qué de las condiciones deseables enumeradas.

Bennett (7) en sus estudios sobre los suelos de Centro América halló dos tipos de suelos: friables y no friables. Los análisis químicos hechos en 24 suelos típicamente friables mostraron que la relación sílice-sesquióxidos variaba entre 0.15 y 1.96 con un promedio de 1.25. Por otra parte, los suelos no friables del mismo país mostraron una relación sílice-sesquióxidos que variaba de 2.00 a 11.60 con un promedio de 3.71. Estas cifras indican que a mayor relación sílice-sesquióxidos, más pegajoso y plástico será el suelo.

Es interesante observar cómo suelos formados en la misma latitud presentan diferente composición química y diferentes propiedades físicas. Estas diferencias quizás puedan explicarse diciendo que ellas no dependen de la clase de meteorización sino del grado de la misma. Esto puede también explicar el por qué los suelos de la parte Sur de los Estados Unidos presentan características similares con aquellos suelos formados bajo condiciones húmedas tropicales.

Consecuentemente, muchas de las aparentes anomalías en el comportamiento de diferentes suelos pueden ser explicadas por las diferencias en las constantes físicas de los coloides.

Finalmente, puede concluirse que el valor agrícola de muchos suelos tropicales se mejora materialmente por sus excelentes condiciones de cultivo.

## BIBLIOGRAFIA CITADA

- 1) ALEXANDER, L. T. The dispersion and mechanical analysis of certain soils high in sesquioxides. Proc. Int. Soc. Soil Sci., Soil Res. Suppl. 2: 72-76, 1930.
- 2) ANDERSON, M. S. and BYERS, H. G. Neutralization curves of the colloids of soil representative of the great soil groups. U.S. Dept. Agr. Tech. Bull. 542.
- 3) BARTHOLOMEW, R. P., JACOB, K. D. Availability of iron, aluminum and other phosphates. Journ. of the Assn. of Agr. Chem. 16 : 598-611 1933.
- 4) BAVER, L. D. Soil Physics. John Wiley & Sons, Inc., New York. 1940.
- 5) BEALE, O. W. Dispersion of lateritic soils and the effect of organic matter on mechanical analysis. Soil Sci. 48 : 475-481 1939.
- 6) BEATER, B. E. The mechanism of phosphates fixation in soils. 44 : 277-291. 1937.
- 7) BENNETT, H. H. Some comparisons of the properties of humid-tropical and humid-temperate American soils; with special reference to indicated relationship between chemical composition and physical properties. Soil Sci. 21 : 249-397. 1926.
- 8) BENNETT, H. H. and Allison, R. V. The soils of Cuba. Tropical Plant Research Foundation Wash. D. C. 1928.
- 9) BONNET, J. A. The Nature of Laterization as revealed by chemical, physical, and mineralogical studies of a Lateritic soil profile from Puerto Rico. Soil Sci. 48 : 25-41. 1939.
- 10) BRAFIELD, R. The chemical composition of colloidal clay. Mo. Agr. Exp. Sta. Res. Bull. 60. 1923.
- 11) BYERS, H. G., ALEXANDER, L. T. and HOLMES, R. S. The composition and constitution of the colloids of certain of the great groups of soils. U. S. Dept. Agr. Tech. Bull. 484. 1935.
- 12) CHAKRABORTY, J. N. Mechanical analysis of lateritic soils; new method using alkaline permanganate for oxidation of organic matter. Ind. Agr. Sci. 5 : 41-50. 1935.
- 13) CHAKRABORTY, and SEN, A. The mechanical analysis of lateritic soils. II. A note on the applicability of the hypobromite method. Indian Jour. Agr. Sci. 5 : 39-40. 1935.
- 14) CHAKRABORTY, J. N. and SEN, A. Mechanical analysis of lateritic soils Ind. Jour. Agr. Sci. 2 : 516-524. 1932.
- 15) CHANDLER, W. V. Phosphorus adsorption by five Alabama soils as influenced by reaction, base saturation, and free sesquioxides. J. Am. Soc. of Agr. 33 : 1-13. 1941.
- 16) CHARLTON, J. The mechanical analysis of tropical soils. Agricultural Research Institute, Pusa. Bull. 172. 1927.
- 17) CORBET, A. S. Biological Processes in Tropical Soils. W. Heffer & Sons Ltd. Cambridge. 1935.
- 18) CRAIG, N., LINCOLN, R. Availability of potash in a typical Mauritius soil. J. Agr. Sci. 19 : 397-403. 1929.

- 19) DAVIS, L. E. Sorption of phosphates by non-calcareous Hawaiian soils. *Soil Sci.* 40 : 129-158. 1935.
- 20) DOYNE, D. W. Studies in Tropical soils. Increase of acidity with depth. *Jour. Agr. Sci.* 25 - 192 - 197 - 1935.
- 21) DUTHIE, D. W. Studies in Tropical soils; organic transformation in soils, compost and peat. *Journ. Agr. Sci.* 27 : 162-177. 1937.
- 22) HANCE, F. C. et al. A Handbook in Hawaiian Soils. Association of Hawaiian Sugar Technologists. Agricultural Section. Honolulu, Hawaii. 1935.
- 23) HARDY, F. Cohesion in colloidal soils. *J. Agr. Sci.* 21 : 420-434. 1925.
- 24) HARDY, F. Studies in Tropical soils. I. Identification and approximate estimation of sesquioxide components by adsorption of Alizarin. *Jour. Agr. Sci.* 21 : 150-166. 1931.
- 25) HARDY, et al. Studies in West Indies Soils. Nos. 4, 5, 6, 7, 8 Tropical Agriculture. 1930-1935.
- 26) HARDY, F. and RODRIGUEZ, G. Soil Genesis from Andesite in Granada, B. W. I. *Soil Science* 48 : 361-383. 1939.
- 27) HECK, A. F. Phosphate fixation and penetration in Soil Sci. 37 : 343-355. 1934.
- 28) HECK, A. F. Availability and fixation of phosphorous in Hawaiian soils. *Jour. Am. Soc. Agron.* 27 : 874-884. 1935.
- 29) HECK, A. F. Biological effect of available phosphorous in Hawaiian Soils. *Jour. Am. Soc. of Agron.* 27 : 847-510. 1935.
- 30) HOLMES, R. S. and EDINGTON, G. Variation of the colloidal material extracted from the soils of the Miami, Chester and Cecil series. U. S. Dept. Agr. Tech. Bull. 229. 1930.
- 31) HOUGH, G. J. and BYERS, H. G. Chemical and Physical studies of certain Hawaiian soil profiles. U. S. Dept. Agr. Bull. 584. 1937.
- 32) Imperial Bureau of soil science. Tech. Comm. No. 24. 1932.
- 33) JACKS, J. V. Fixation of Potassium in soils. *Trop. Agr.* 17 : 186. 1940.
- 34) KEEN, B. A. The Physical Properties of the Soil. Longmans Green & Co. London 1931.
- 35) LUTZ, J. F. The relation of free iron in the soil to aggregation. *Soil Sci. Soc. of Am. Proc.* I : 43-45. 1937.
- 36) LUTZ, J. F., LEAMER, R. W. Pore size distribution as related to permeability of soils. *Soil Sci. Soc. of Am. Proc.* 4 : 28-31. 1939.
- 37) McGEORGE, W. T. and BREAZEALE, J. F. Studies on Iron, Aluminum and Organic phosphate and phosphate fixation in calcareous soils. *Arizona Agr. Expt. Sta. Tech. Bull.* 40. 1932.
- 38) MARCHAND, B. de C. On some physical properties of Transvaal soils. *Jour. Agr. Sci.* 14 : 151-169. 1924.
- 39) MARTIN, F. J. and DOYNE, H. C. Laterite and Laterite Soil in Sierra Leona, II. *Jour. Agr. Sci.* 20 : 135-143. 1930.
- 40) MARSHALL, C. E. Studies in the degree of dispersion of clays. II. The influence of cations and degree of dispersion. *Jour. Soc.*

- 41) MERRIL, G. P. Rocks, rocks weathering and soils. New York. 1906.
- 42) MOHR, E. C. J. Tropical soil forming processes and the development of tropical soils, with special reference to Java and Sumatra; Translated from the Dutch, 2nd. Edition by R. L. Pendleton, Peiping, China. 1933.
- 43) MURPHY, H. F. The role of kaolinite in phosphate fixation. *Hilgardia* 12 : 342-382. 1939.
- 44) OLMSTEAD, L. B., ALEXANDER, L. T., MIDDLETON, H. E. A pipette method of mechanical analysis of soils based on improved dispersion procedure. U. S. Dept. Agr. Tech. Bull. 170. 1930.
- 45) PURI, A. M., AMIN, B. M. A comparative study of the methods of preparation of the soil for mechanical analysis with a note on the pipette method. *Agr. Research Inst. Pusa Bull.* 175. 1928.
- 46) PURI, A. N. and ASGHAR, A. G. Titration curves and dissociation constants of soil acidoids. *Soil Sci.* 45 : 359. 1938.
- 47) RAVIKOVITCH, S. Anion exchange; I, Adsorption of the phosphoric acid ions by soils. *Sci.*, 38 : 219-239. 1934.
- 48) RITCHER, C. Physical properties of Hawaii soils with special reference to the colloidal fraction. *Hawaii Agr. Exp. Sta. Bull.* 62. 1931.
- 49) ROBINSON, G. W. Note on the mechanical analysis of humus soils. *J. Agr. Exp. Sta. Bull.* 62. 1931.
- 50) ROBINSON, W. O. and HOLMES, R. S. The chemical composition of soil colloids. U. S. Dept. Agr. Bull. 1311. 1924.
- 51) SCARSETH, G. D. and TIMODORE, J. W. The fixation of phosphates by soil colloids. *Journ. Am. Soc. Agron.* 26 : 138-152. 1934.
- 52) SCARSETH, G. D. and TIMODORE, J. W. The mechanism of phosphate retention by natural aluminosilicate colloids. *Jour. Am. Soc. Agro.* 27 : 596-616. 1935.
- 53) STOUT, P. R. Alteration in the crystal structure of clay minerals as a result of phosphate fixation. *Soil Sci Soc. Am. Proc* 4 : 177-182. 1939.
- 54) TOTH, S. J. Anion adsorption by soil colloids in relation to changes in free iron oxides. *Soil Sci.* 44 : 299-314. 1937.
- 55) TYNER, E. H. The use of sodium metaphosphate for dispersion of soils for mechanical analysis. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 4: 106-113. 1939.
- 56) VOLKERDING, C. C. Reactions influencing the concentration of phosphorus in the soil solution. Phosphorus Symposium (Micrographed) Agronomy Seminar. 1941.
- 57) WAKSMAN, S. A. **Humus**. Origin, chemical composition, and importance in Nature. The Williams and Wilkins Company. Baltimore 1938.
- 58) WRIGHT, G. W. Soil Analysis. A Handbook of physical and chemical methods D. van Nostrand Co. New York. 1939.