

INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS DE SUELOS

Por *Luis Fuentes Aguilar*

I. INTRODUCCION

El propósito que se persigue al efectuar estudios de suelos, es el de planear el desarrollo agrícola. La mayor parte de los alimentos provienen del suelo, por lo que para incrementar su productividad y, al mismo tiempo, protegerlo, es necesario llevar a cabo estudios que permitan conocer su constitución física, química y biológica, para así poder planear su uso futuro.

La planeación que va a efectuarse en una determinada zona, es parecida a una selección de alternativas, en la cual intervienen tantos factores como el clima de la región, tipo de suelo, fertilidad, mercado de los productos agrícolas, comunicaciones con los centros de consumo, etc.

Las decisiones que se tomen para llevar a cabo un programa de conservación caen dentro de dos categorías: una, de qué manera se usará el suelo; la otra, cómo será mejorado y protegido. Normalmente la segunda es función de la primera.

El desarrollo científico actual de un país, requiere de la intervención del geógrafo. El agrónomo suministra los datos que el geógrafo organiza, selecciona e interpreta para planear la economía y el desarrollo agrícola o ganadero de una región, tomando en cuenta otros factores del medio como el clima, el relieve, la hidrografía, etcétera, sin despreciar otros aspectos como los económicos y sociales.

Eso explica, que el geógrafo que trata estos temas debe saber seleccionar e interpretar los datos obtenidos de los distintos análisis a que se someten los suelos.

La finalidad fundamental de este trabajo es dar a conocer de qué manera intervienen los principales elementos de los suelos, cuál es su función en el crecimiento vegetal y de qué manera se puede incrementar la productividad de los mismos.

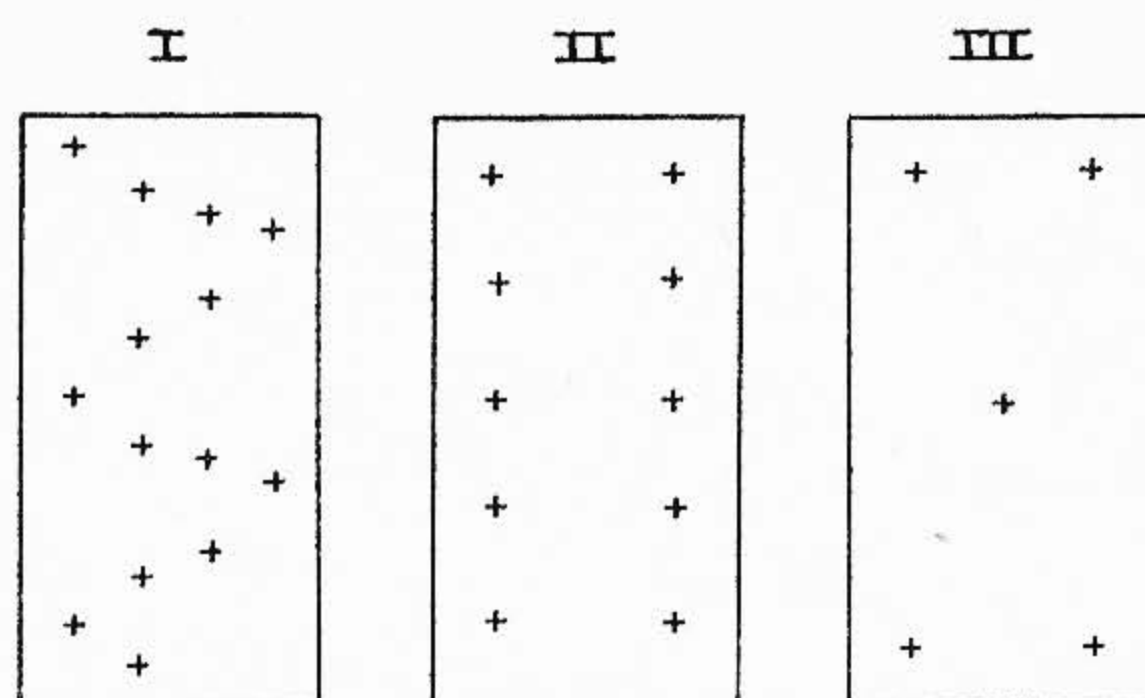
II. MUESTREO

El muestreo de un suelo es una operación que requiere una buena planeación de acuerdo con el tipo de análisis que se va a efectuar. Para tal efecto, debe hacerse uso, de preferencia, de fotografías aéreas para determinar los puntos de muestreo y el sistema del mismo.

Es bien sabido que el análisis no puede superar las deficiencias de la muestra, por lo que la obtención de ésta debe hacerse cuidadosamente.

A veces es factible obtener *muestras compuestas* que den un valor medio analítico representativo. La desviación estandard con respecto a la media de la muestra compuesta puede calcularse a partir de los análisis de las muestras individuales.

El volumen de suelo hasta el que se extienden las raíces de una planta, así como el entrecruzamiento de los sistemas de raíces de



+ : Toma de muestra.

Figura 1

las plantas cultivadas cuando crecen asociadas, limita considerablemente el grado de dependencia entre la cosecha y las propiedades químicas del suelo de una determinada muestra individual.

Las condiciones que debe cumplir una muestra compuesta para ser válida son éstas:

1. Cada muestra individual debe ser del mismo volumen que las demás y representar la misma sección transversal del volumen que se toma de muestra.

2. Hay que tomar un número suficiente de muestras individuales para que quede representado adecuadamente el volumen total de la muestra compuesta.

3. La unidad de suelo escogida para formar una muestra compuesta debe ser homogénea para el objetivo del análisis, por ejemplo: la división de un campo en varias áreas tomando como base las heterogeneidades que se observen, permitirá realizar el análisis de un volumen de toma de muestra para cada área del mismo, que después se tratarán por separado.

El procedimiento adecuado para tomar una muestra es fraccionar el terreno de estudio en áreas parciales de acuerdo con las diferencias que presentan entre sí. Después, cada fracción de área deberá muestrearse en *zig-zag* para obtener una muestra compuesta de cada área previamente determinada.

Obsérvese entonces el sistema de muestreo adecuado con los ejemplos siguientes:

Si el área I es muestreada correctamente siguiendo un recorrido en *zig-zag*, se considera

que la muestra compuesta obtenida en esta forma será representativa.

En el área II se siguió un procedimiento inadecuado por tomar las muestras parciales en forma regular, por lo que se puede presentar duplicidad en el muestreo debido a la forma de los surcos.

En el área III el número de muestras que se tomaron es demasiado pequeño para que sea posible obtener una muestra compuesta representativa.

Cada muestra individual que se tome, normalmente en bolsas de polietileno, debe identificarse con un número determinado, la profundidad a la que se efectuó el muestreo, región a la que pertenece, área de la región en estudio, fecha y nombre de la persona que la tomó.

A veces se presentan problemas locales que es necesario muestrear independientemente, como la presencia de zonas con un alto contenido de carbonato de calcio, suelos muy ácidos o muy alcalinos, áreas locales con gran contenido de material grueso, etc.¹⁴

Con objeto de resolver hasta donde sea posible el problema de cómo y dónde se debe muestrear, el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América sugiere lo siguiente:

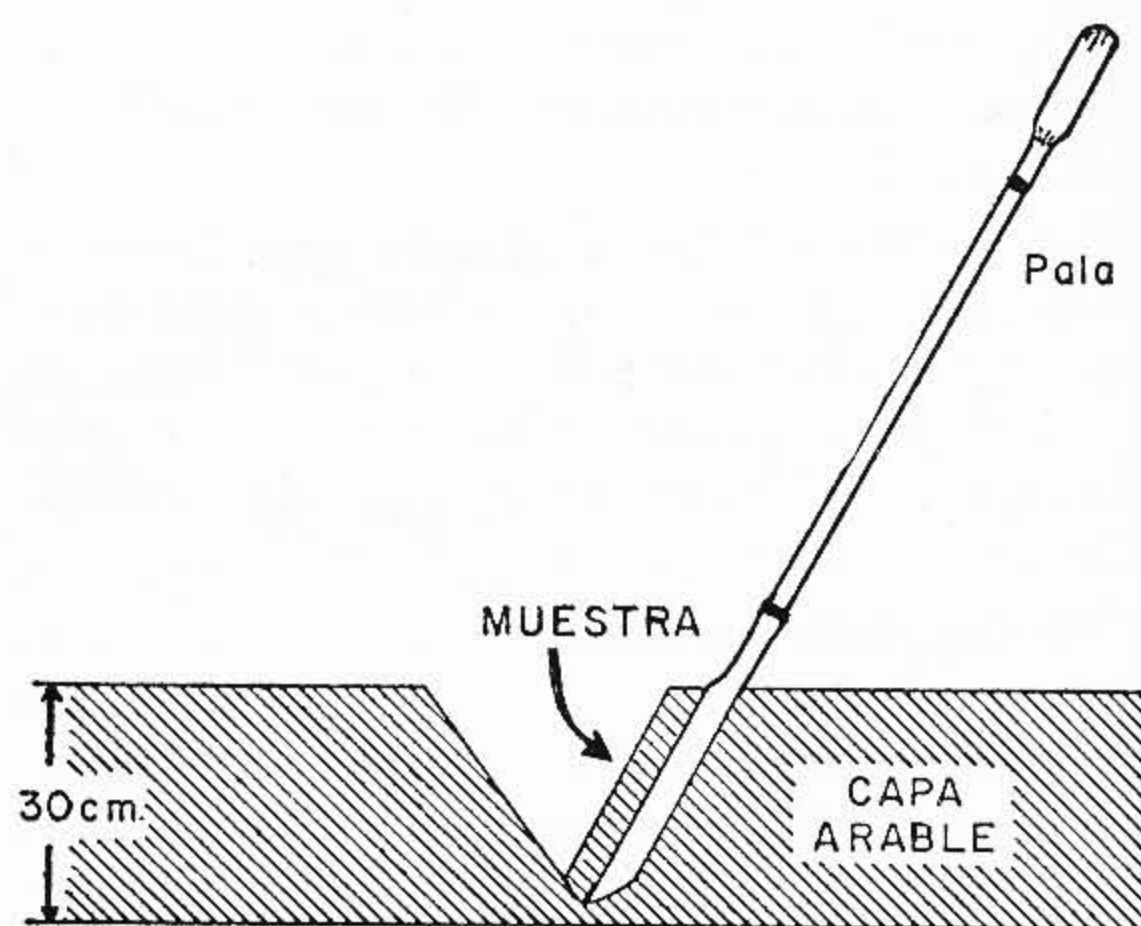


FIG. 2. Toma de una muestra de suelo representativa a través de la capa arable con una pala. Para formar una muestra compuesta se toman varias muestras parciales.

DATOS DE CAMPO

ENTIDAD:
 REGION:
 LUGAR:
 MUESTRA No.
 PROFUNDIDAD DE MUESTREO (cm)
 ALTITUD:
 CLIMA
 VEGETACION:
 USO DEL SUELO:
 HUMEDAD:
 RIEGO ()
 TEMPORAL ()
 DE JUGO ()
 TOPOGRAFIA:

PENDIENTE (%)
 EXPOSICION:
 ESCORRENTIA:
 DIFUSA ()
 CONCENTRADA ()
 CARACTER DEL SUELO SUPERFICIAL:
 PEDREGOSO ()
 CON GRAVA ()
 FANCO ()
 ESPESOR DE RESIDUOS ORGANICOS
 (cm):
 OBSERVACIONES:
 FECHA:
 REALIZO:

a) Toda costra salina que aflore a la superficie deberá muestrearse por separado, anotando la profundidad aproximada del muestreo.

b) Si el suelo muestra evidencia de desarrollo del perfil o estratificación diferenciada, tómense las muestras por capas u horizontes.

c) Si no hay desarrollo del perfil o estratificación definida, las muestras superficiales deben tomarse a la profundidad del suelo arable.

Una vez obtenidas las muestras, deben ser sometidas a desecación, tamizado, mezcla y envasado para su conservación.

Las muestras deben ser *secadas* al aire para evitar cambios que se producen cuando éstas se almacenan húmedas.

Después de secadas, se *tamizan* a través de una malla de 4 milímetros de luz, frotándola normalmente con los dedos. Se desechan las piedras y la grava gruesa que quedan sobre el tamiz, ya que normalmente constituyen menos del 1% de la capa arable.¹³

Al efectuar el tamizado se obtiene la mezcla parcial de las distintas porciones. El volumen de la muestra tamizada debe ser de un litro aproximadamente.

A veces se acostumbra someter a la muestra a una *molienda* con rodillo antes de pasarla a través del tamiz de 2 milímetros de luz, obteniendo así el llamado *suelo fino* y descartando la porción de tamaño superior a dos milímetros.

En seguida las muestras se *mezclan* por medio de balanceos o bien revolviéndolas.

Dado que la muestra debe ser suficiente para realizar una serie de análisis, se acostumbra *envasarla* en frascos de vidrio perfectamente limpios, secos, con tapas de rosca y con identificaciones claras que permitan su fácil localización.

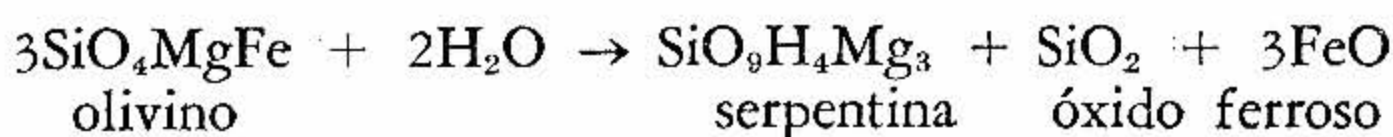
III. COLOR DEL SUELO

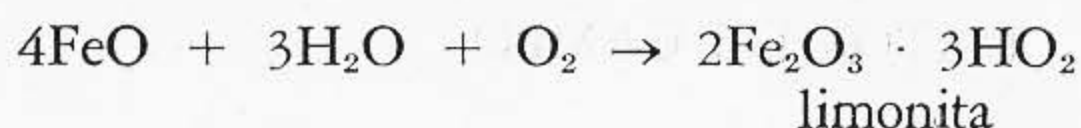
El color de un suelo, tiene una gran relación con el material del que se deriva.

Muchos minerales del suelo le comunican a éste su color, el cual se ve modificado por la presencia de humus, especialmente en las capas superficiales o bien, a medida que se desarrolla el perfil, por los procesos edáficos que van alterando, en cierto grado, los tonos de color propios de la roca madre.

La presencia de fierro es un factor muy importante en la edafización de las rocas. La decoloración debida a la oxidación es una indicación segura de destrucción química.

El fierro aparece en los minerales en descomposición, en general, como óxido ferroso soluble, especialmente cuando el agua que circula en el suelo contiene bióxido de carbono. En este caso la oxidación es rápida, el fierro pasa al estado de óxido férrico y, probablemente, se deposita como un óxido hidratado relativamente insoluble como la limonita:





El color amarillo, tan común de los minerales edafizados, es una indicación de esta reacción y, posteriormente, puede haber una deshidratación para formar hematita con sus distintos tonos de rojo.

La inestabilidad inicial del fierro imparte cierta debilidad a las rocas y minerales de que forma parte y la relativa insolubilidad de sus óxidos superiores hace que persista como materia colorante en el material del suelo y también en los suelos completamente desarrollados. El tono de color resultante depende del grado y uniformidad de la hidratación del sesquióxido.

En esta forma pueden obtenerse todas las gradaciones de rojo y amarillo en los minerales del suelo que han sufrido una fuerte oxidación e hidratación de los compuestos de fierro.

Cuando la oxidación ha sido muy lenta o en las rocas originales, dominan condiciones opuestas a las de la oxidación, resultando principalmente colores pardos, grises, verdes o azules apagados.

Cuando las condiciones les son favorables, los organismos del suelo atacan intensamente a la materia orgánica, empleándola como fuente de energía y como material para formar tejidos. De este modo los materiales originales y los productos intermedios resultantes se transforman rápidamente en humus, material negro o pardo oscuro, sin cohesión, amorfo, y que es visible en la capa superficial de la mayoría de los suelos a los que les confiere su color.⁶

La clasificación más completa, para determinar el color de un suelo, es la escala Munsell que tiene 196 colores clasificados. La determinación se efectúa comparando en un vidrio de reloj la muestra, en seco y en húmedo, con la escala Munsell. Abajo de cada perforación de la escala se encuentra la clave y en la tabla correspondiente, el color de la clave.

IV. TEXTURA

El suelo está formado por una mezcla heterogénea de partículas. El tamaño de estas partículas tiene una gran influencia sobre la nutrición de las plantas e imparte sus propiedades al suelo de acuerdo con las proporciones en que en aquellas se encuentran presentes.

Según sea el tamaño de las partículas, es la textura del suelo. La separación de las partículas del suelo, en ciertos grupos de diferentes medidas, se le llama análisis mecánico.

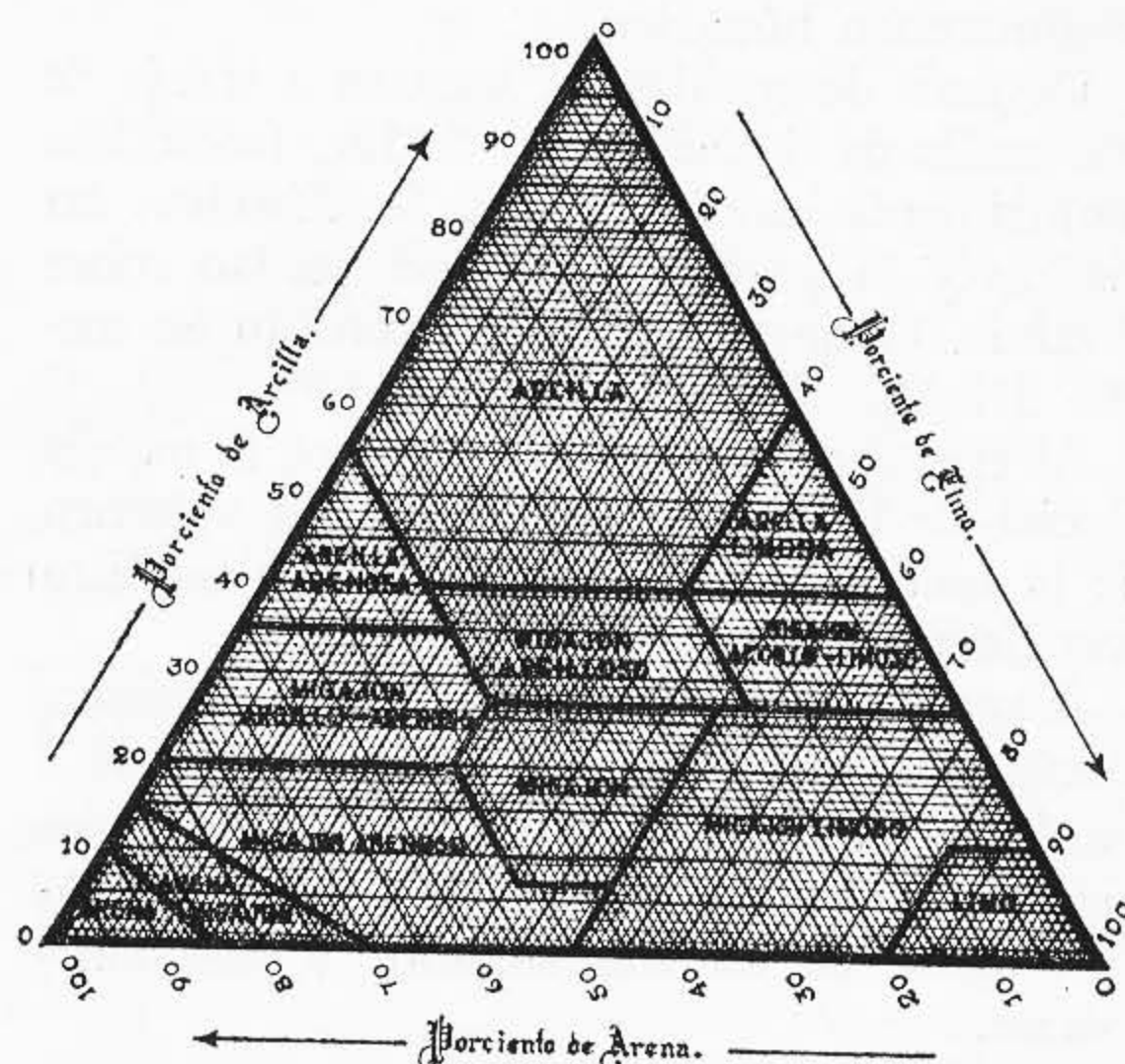
Sobre el terreno se estima, al tacto, la textura del suelo; a este método se le llama de campo y en el laboratorio el método más usado es del higrómetro de Bouyucos.

Los tipos de texturas más frecuentes, principiando con el tipo de textura más pesada, son los siguientes:

1. Arcilla
2. Arcilla-limosa
3. Arcilla-arenosa
4. Migajón arenoso
5. Migajón arcillo-limoso
6. Migajón areno-arcilloso
7. Migajón
8. Migajón limoso
9. Migajón arenoso
10. Arena migajón
11. Limo
12. Arena

↑
pesada
|
media
|
ligera
↓

Guía para determinación de Textura de Suelos.



El método de campaña consiste en restregar el suelo entre los dedos o entre los dedos y

la palma de la mano. Las partículas de arena dan al tacto una sensación áspera característica; el limo da la sensación de harina o de talco en polvo cuando se encuentra seco y algo plástico cuando está húmedo, mientras que la arcilla es áspera en estado seco y cuando está húmeda es adhesiva y plástica.

Determinación de textura de un suelo por el método del higrómetro de Bouyoucos:

a) *Materiales y reactivos:*

1. Higrómetro de Bouyoucos
2. Probeta especial para textura
3. Agitador mecánico
4. Termómetro
5. Oxalato de sodio saturado
6. Triángulo de textura.

b) *Procedimiento:*

1. En un matraz Erlenmeyer o vaso de precipitados de 400 a 500 ml de capacidad, se colocan 50 gramos de suelo, si se trata de textura fina, o 100 gramos, si el suelo es de textura gruesa.

2. Se agregan aproximadamente de 250 a 300 ml de agua destilada.

3. Se añaden 10 ml de la solución de oxalato de sodio.

4. Se deja reposar por 15 minutos.

5. Se transfiere el contenido del matraz al vaso del agitador mecánico.

6. Se agita durante 5 minutos si el suelo es arenoso o durante 10 minutos si el suelo es fino.

7. El contenido del vaso se transfiere a la probeta especial de textura.

8. Se agrega agua destilada hasta completar 1 000 ml.

9. Poniendo la palma de la mano sobre la boca de la probeta, se agita violentamente de arriba abajo las veces necesarias hasta que no se vean sedimentos en el fondo de la probeta.

10. Inmediatamente se coloca la probeta sobre la mesa, se toma la hora exacta y se anota.

11. Se dejan pasar 30 segundos y se introduce con cuidado el higrómetro y a los 30 segundos se hace la primera lectura y se toma la temperatura.

12. Al cabo de 60 segundos, después de la primera lectura, se toma la segunda lectura del higrómetro así como la temperatura y se anota.

13. A los 120 segundos de haber colocado la probeta sobre la mesa de toma la tercera lectura y su temperatura. Esta tercera lectura nos dará el por ciento de arcilla coloidal.

1a. lectura: $100 - (\text{limo} + \text{arcilla}) = \text{arena}$

2a. lectura: $(\text{limo} + \text{arcilla}) - \text{arcilla} = \text{limo}$

Ejemplo de un cálculo de textura

Datos de laboratorio:

<i>Muestra</i>	<i>Peso muestra en gramos</i>	<i>Hora</i>	<i>1a. Lectura</i>	<i>T°C</i>	<i>Hora</i>	<i>2a. Lectura</i>	<i>T°C</i>
1	50	3:21	30	16°	4:21	6	16.6°
2	50	3:27	30	16°	4:27	7	16.6°
3	50	3:34	30	16°	4:34	5	16.6°
4	50	3:40	30	16°	4:40	5	16.6°

Muestra No. 1

Corrección por temperatura. Por cada grado arriba de 19.4°C se suma 0.4 a la lectura del higrómetro para obtener la lectura corregida por temperatura. Por cada grado menor de 19.4°C se resta 0.4 de la lectura.

Cálculo:

$$1a. \text{ lectura } 19.4 - 16 = 3.4 \times 0.4 = 1.36$$

$$30 - 1.36 = 28.64$$

Como se tomó una muestra de 50 gramos, se multiplica la lectura por 2 para tener el por ciento.

$$\text{limo} + \text{arcilla} = 28.64 \times 2 = 57.28$$

$$\text{arena} = 100.00 - 57.28 = 42.72 \% \text{ de arena}$$

$$2a. \text{ lectura } 19.4 - 16.6 = 2.8 \times 0.4 = 1.12$$

$$6.00 - 1.12 = 4.88$$

$$\text{Arcilla} = 4.88 \times 2 = 9.76 \% \text{ de arcilla}$$

$$\text{Limo} = 57.28 - 9.76 = 47.52 \% \text{ de limo}$$

Según el triángulo de textura la clasificación es: migajón

La interpretación es: media.

V. EL PERFIL DEL SUELO

Si se observa un corte vertical recién practicado del suelo, se distinguen una sucesión de capas, denominadas horizontes que, en conjunto, constituyen el perfil del suelo.

La disposición en capas de los materiales del suelo, es el resultado de la acción de los seres vivos y de las influencias climáticas de la región sobre el material original. La profundidad y composición de cada uno de los horizontes del perfil del suelo varían con el tiempo.

A la actividad conjunta de animales y vegetales se debe la formación de una gran variedad de sustancias orgánicas. Las partes que se desprenden de las plantas, los excrementos de los animales y el cuerpo mismo de estos últimos al morir, pasan a incorporarse al suelo. Estos restos orgánicos se acumulan en la superficie o son transportados a niveles inferiores donde se descomponen.

La acción conjunta de los agentes climáticos y biológicos que actúan sobre los materiales originarios, determinan la formación del perfil del suelo, tal como se indica en la figura.³

El horizonte A es donde se lleva a cabo la actividad biológica más importantes y en él se acumula principalmente la materia orgánica. La lluvia que penetra en esta capa y se infiltra a través de ella, tiende a arrastrar las sales solubles. El horizonte A es generalmente más oscuro y de textura más ligera que el horizonte B que se encuentra debajo, del cual, frecuentemente, difiere mucho.

El horizonte B se caracteriza por una menor actividad biológica, las partículas más finas tienden a acumularse en él y las sales minerales se concentran con frecuencia en esta capa. El material del horizonte B, es generalmente de un color más claro y más compacto que el horizonte A.

El horizonte B pasa gradualmente al C en el que sólo existe una débil actividad biológica o ésta falta por completo.

Durante la formación del suelo, los horizontes A y B van desarrollándose en profundidad hasta que alcanzan condiciones de equilibrio.

La naturaleza del perfil de un suelo maduro depende de los factores climáticos, agentes biológicos y naturaleza de la roca madre de la región.

Para tomar muestras de los horizontes de un perfil, hay que evitar tomarlas de los cortes practicados para el trazado de las carreteras, ya que éstos, normalmente, se encuentran intemperizados.

Para el estudio de los perfiles debe efectuarse el corte hasta una profundidad adecuada para poner de manifiesto los rasgos fundamentales de la roca madre.

Antes de la toma de muestras y durante la misma, se describirán cuidadosamente los horizontes del perfil en cuanto a profundidad, color, textura, estructura, consistencia, drenaje y concreciones existentes.

Para la interpretación del *perfil del suelo*, se le acostumbra dividir de la siguiente manera:

SUELO VIVO:

- Aoo. Hojarasca fresca
- Ao. Hojarasca descompuesta, raíces superficiales y organismos.
- A1. Capa con grumos, raíces, organismos y materia mineral.
- A2. Suelo húmico, raíces, organismos y materia mineral.
- A3. Suelo ligeramente húmico, algunas raíces, pocos organismos y materia mineral descolorida

SUELO MUERTO:

- B. Suelo no húmico, pocas raíces. La materia mineral contiene varias acumulaciones las cuales le imparten coloraciones características.

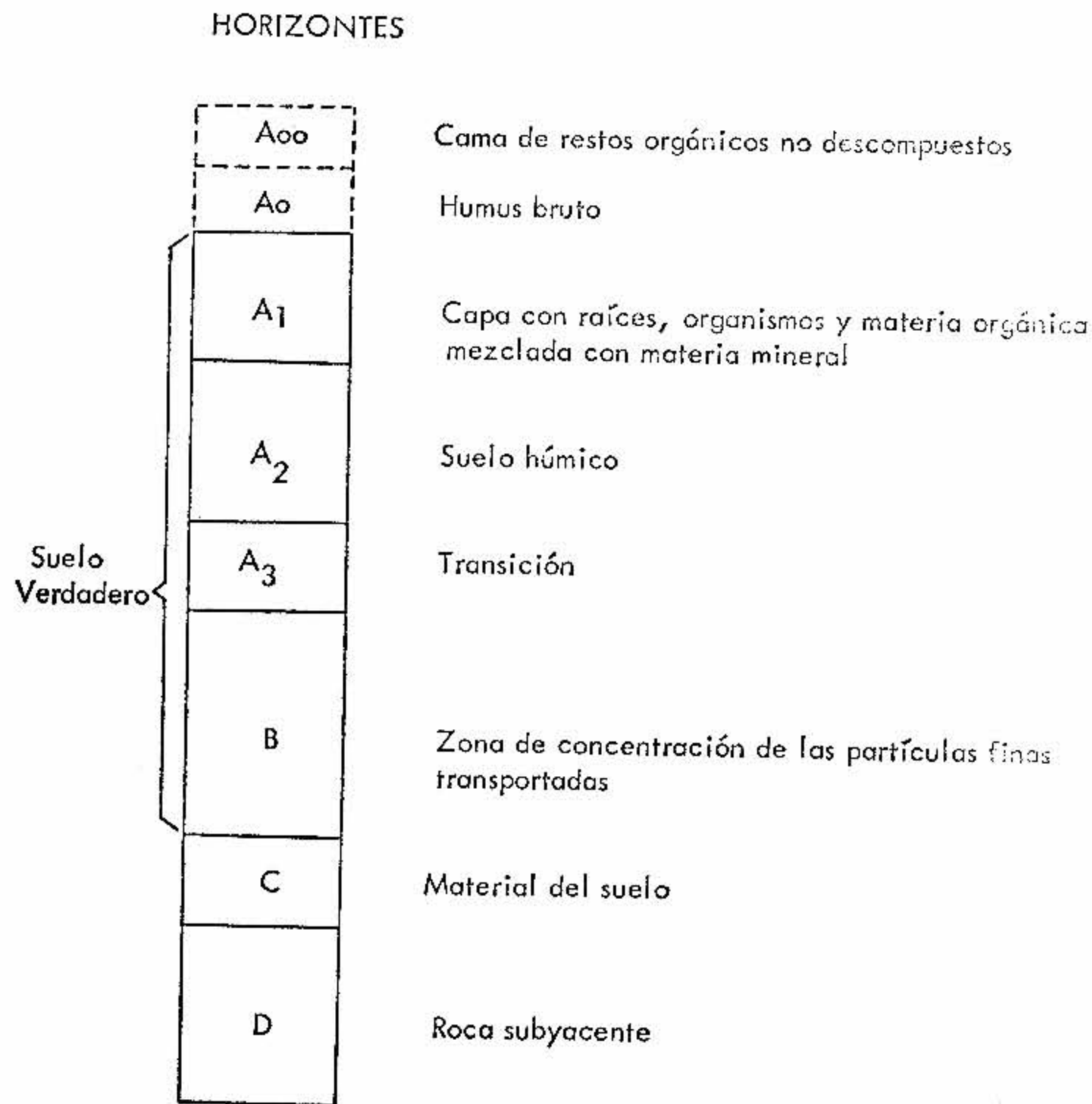
MATERIAL MADRE DEL SUELO:

- C. Roca madre intemperizada

ROCA MADRE:

- D. Minerales sin alterar, varias estructuras rocosas

Para interpretar el perfil del suelo por observación y tacto, se deben considerar separa-



PERFIL DEL SUELO CON SUS PRINCIPALES SUBDIVISIONES

Figura 3

damente tres propiedades principales: color, estructura y textura, y consistencia.

La guía para diagnosticar un *perfil maduro*, es la siguiente:

COLOR UNIFORME:

1. Colores cálidos, debidos a hidratos de óxido férrico, implican: *a)* oxidación completa, *b)* buena aeración, *c)* buen avenamiento, *d)* lixiviación fuerte.

Rojo, anaranjado, debido a óxido férrico anhidro (hematita), indica una estación seca.

Pardo, amarillo, debido a óxido férrico hidratado (limonita), indica condiciones continuamente húmedas.

2. Color verde olivo, debido a carbonatos básicos. El material madre contiene carbonato de calcio, el suelo no es ni ácido ni alcalino y contiene montmorillonita.

3. Colores fríos, debidos al óxido ferroso, implican: *a)* oxidación incompleta o reducción, *b)* aeración pobre, *c)* avenamiento pobre.

Gris (azul, verde), debido a óxido ferroso en ausencia de óxido férrico. No son deficientes ni en bases ni en ácidos. El material madre puede contener montmorillonita.

Blanco ceniciento, debido a la completa remoción de óxido de hierro por el avenamiento lateral, como en los campos de arroz.

4. Negro.

Azul-negro, debido a la materia orgánica ácida que tiene una relación C/N alta, lo cual indica: *a)* falta de oxidación, *b)* falta de aeración, *c)* lixiviación fuerte de bases, dando una reacción ácida.

Pardusco-negro, debido a la materia orgánica friable, alcalina, que tiene una relación C/N baja, lo que indica: *a)* oxidación adecuada, *b)* buena aeración, *c)* buen drenaje, *d)* acumulación de bases.

COLOR NO UNIFORME:

Manchado, moteado, rayado; rojo, anaranjado, pardo o café amarillo, debido a la presencia de óxido férrico.

Negro pardusco por la presencia de peróxido de manganeso, manchas orgánicas, concreciones ferruginosas o bauxíticas.

Moteado abajo de un metro de profundidad: drenaje más o menos libre.

Moteado abajo de medio metro de profundidad: drenaje deficiente.

Moteado abajo de 10 centímetros de profundidad: drenaje restringido.

El moteamiento en los suelos calcáreos es pardo-café cuando son bien avenados y pardo-amarillento cuando son anegados.

ESTRUCTURA Y TEXTURA:

1. Agujeros: gusanos, hormigas, termitas, larvas de insectos.

2. Grietas y hendeduras

3. Unidades de estructura y agregados naturales:

Granular: a) húmico, redondeado, suave, poroso, estable en agua, b) grumo falso, débilmente cementado formado por fragmentos angulares, duros, compactos.

Terronosa: a) nuciforme, b) fragmental, c) cúbico.

Prismática: a) prismática, b) columnar

Laminar: a) laminar, b) filiforme, c) escamosa.²

Grano simple. Textura, dada por los porcentajes de arena, limo y arcilla.

La permeabilidad depende de: 1) el tipo de estructura y 2) del grado de superposición de las unidades estructurales.

CONSISTENCIA:

La consistencia es una manifestación de la cohesión a diferente contenido de humedad.

Suelo mojado: pegajoso, pegadizo, plástico.

Suelo húmedo: friable, desmenuzable, compactable, firme.

Suelo seco: suelto, suave, duro, dependiendo del grado de cementación.

La interpretación del perfil del suelo en términos de los factores ecológicos es la siguiente:

1) Grosor de la capa húmica, la cual en el caso de suelos ligeros determina el grado de agregación estable.

2) Estructura del horizonte B, la cual puede ser marcadamente agregada y estabilizada por iluviación y depositación de óxido férrico

dentro de pequeñas quebraduras y restos de raíces.

3) Estructura del horizonte C, la cual puede ser agregada o agrietada, dependiendo de la naturaleza de la roca madre y del grado de intemperización.

4) Estructura del horizonte D, la cual está unida o agrietada, estratificada o laminada, horizontal o inclinada.

5) Profundidad de la capa freática si la hay, sus fluctuaciones y permanencia.

6) Profundidad de la capa dura, ya sea arcillosa o de depósito.

7) Profundidad de la roca madre.

VI. pH O REACCIÓN DEL SUELO

La reacción o pH del suelo está estrechamente relacionada con el clima. En las zonas de lluvias escasas, donde el escurrimiento e infiltración no se produce o tiene lugar en una escala muy reducida, se origina una paulatina acumulación de sales que da lugar a la alcalinidad del suelo; por el contrario, los climas lluviosos originan suelos ácidos debido al lixiviado que efectúa la abundancia de agua cuando escurre o se infiltra.

Desde el punto de vista práctico es necesario interpretar el pH del suelo en términos comparativos. El cuadro siguiente resulta útil para dicha interpretación y en él se puede apreciar el intervalo de valores de pH que pueden encontrarse en los suelos.

Muy alcalino	> 8.0
Alcalino . . .	7.4 a 8.0
Neutro o casi neutro	6.6 a 7.3
Ligeramente ácido	6.0 a 6.5
Acido . . .	5.5 a 5.9
Fuertemente ácido	5.0 a 5.4
Muy fuertemente ácido	4.3 a 4.9
Extremadamente ácido	< 4.3

Las relaciones más importantes entre el pH del suelo y la nutrición de las plantas son:

1. La facilidad de sustitución del calcio y del magnesio.

2. La solubilidad del fierro, aluminio, manganeso y otros elementos menores.

3. La asimilabilidad del fósforo

4. La actividad de los microorganismos

Calcio y magnesio intercambiables. A medida que se pierden el calcio y el magnesio del suelo por agotamiento aumenta gradualmente la acidez.

En cualquier suelo hay una relación definida entre el pH y la actividad de estos constituyentes, pues el pH del suelo es regido principalmente por el porcentaje de saturación de bases, y éste a su vez depende de las proporciones presentes de calcio y de magnesio intercambiables. Esta relación tiene una importancia práctica definida, pues permite, por medio de la determinación de la reacción del suelo, estimar a groso modo el porcentaje de saturación de bases del suelo y de este modo la actividad del calcio y del magnesio; entonces puede deducirse si el suelo es o no pobre en cal para un cultivo dado.¹¹

Fierro, aluminio y manganeso. Las relaciones entre la reacción del suelo y la actividad del fierro, aluminio y manganeso, parecen ser algo más definidas que la relación con el calcio y el magnesio. Cuando el pH de un suelo mineral es bajo, una proporción considerable de estos tres constituyentes se encuentran en estado activo, tanto, que el aluminio puede resultar muy tóxico para ciertas plantas.

Por otro lado, al aumentar el pH, estos elementos se precipitan y su proporción en solución se hace cada vez menor hasta que en un suelo alcalino ciertas plantas pueden sufrir por falta de manganeso y fierro asimilables. Este tipo de precipitación se realiza especialmente cuando se lleva bruscamente a la neutralidad o alcalinidad a un suelo marcadamente ácido, por una encaladura excesiva.

Si bien las deficiencias de manganeso y especialmente de fierro no son muy comunes, se les observa en suelos principalmente ligeros o que han sido fuertemente encalados. Pero si la reacción del suelo se mantiene dentro de un intervalo de valores de pH de 6.5 a 7.5, puede evitarse la toxicidad del aluminio y también la *clorosis* de las plantas debida a una falta de asimilabilidad del manganeso y del fierro, a menos que estos elementos falten realmente en el suelo.¹²

Fósforo asimilable. El tipo de ion fosfato contenido en el suelo parece variar de acuerdo con el pH de la solución del suelo. Si el suelo es netamente alcalino, parece que la forma más

común es la de PO_4 ; este ion es absorbido muy lentamente por las plantas en casi todos los suelos. Pero cuando disminuye el pH y el suelo se vuelve ligero o moderadamente ácido, predominan los iones HPO_4 y H_2PO_4 . Con valores mayores de acidez tiende a predominar el H_2PO_4 . Casi todos los autores están de acuerdo que estas dos últimas formas de fosfatos son absorbidas con mayor facilidad por las plantas y probablemente también por los microorganismos.

De esta manera, la regulación de la reacción del suelo podrá ejercer un cierto control sobre la facilidad con que el fósforo es absorbido por las plantas, siempre que exista una cantidad suficiente en estado soluble.

La actividad del fósforo en el suelo está relacionada con el pH en una forma indirecta. Ya se ha dicho que al aumentar la acidez del suelo se incrementa la actividad del fierro y del aluminio; en estas condiciones los fosfatos solubles quedan fijados como algún compuesto complejo e insoluble de fierro y aluminio. Entonces, si bien un aumento de la acidez provoca la presencia de fosfatos fácilmente absorbibles por las plantas, una disminución bastante grande del pH impide su asimilación. En esta forma es antieconómico agregar superfosfato a un suelo mineral demasiado ácido.

Por otro lado, si se hace aumentar el pH de un suelo arriba de 8, no solamente se provoca la presencia de ion PO_4 , sino que puede perjudicarse, en otras formas, la nutrición fosfatada de las plantas y probablemente también la de los microorganismos. Esto puede explicarse de varias formas:

En primer lugar, con un pH mayor de 7.5, si hay abundancia de cal, se forman fosfatos de calcio complejo. Estos van, en el sentido del aumento de su insolubilidad, desde la oxiapatita, pasando por la hidroxiapatita, hasta la apatita carbonatada, pero si existe una cantidad suficiente de fluor, lo cual es posible cuando se han aplicado superfosfatos, puede formarse fluorapatita, el fosfato más insoluble de todos.

De modo que con un aumento del pH puede disminuirse seriamente la solubilidad del fósforo, tanto el original del suelo como el agregado.

También puede suceder que al elevar el pH por agregados de cal, el exceso de ésta puede molestar en alguna forma el paso de

los iones fosfato a través de las paredes celulares de los pelos radiculares, o hasta perjudicar el metabolismo propio de esos iones una vez que han sido adsorbidos.

Aparentemente no existe otro factor que influya en mayor medida, en la asimilación del fósforo que el pH del suelo. Se puede establecer que en el intervalo de un pH de 6.5 a 7.5 se encuentran las mejores condiciones para el aprovechamiento del ácido fosfórico.

En el nivel de la reacción inferior se podrá observar una cierta disminución de la asimilabilidad de los fosfatos ocasionada por el fierro y por el aluminio, que a tal acidez, se encuentran ligeramente activos.

Por otra parte, parece ser que dentro del intervalo de 6.5 a 7.5 en el pH del suelo, la adsorción de aniones tiene mayor importancia; en esta forma, el fósforo tiene participación en el intercambio iónico y es retenido con suficiente tenacidad como para que las pérdidas en el agua de drenajes sean mínimas.⁸

Estas consideraciones permiten explicar, por lo menos en forma parcial, la mayor asimilabilidad de los fosfatos cuando los valores son ligeramente inferiores a un pH de 7. La regulación de la nutrición fosfatada exige que la reacción del suelo se mantenga entre 6.5 y 7.5.

De lo anterior se ve que hay 2 mecanismos que convierten los superfosfatos a formas no asimilables: la formación de fosfato de fierro y aluminio en los suelos ácidos y la formación de apatitas en los suelos alcalinos, por lo que los valores óptimos en la reacción del suelo, para que los fosfatos sean mejor aprovechados, son entre 6.5 y 7.5.

Los microorganismos del suelo. Los microorganismos del suelo son influenciados por fluctuaciones en la reacción del suelo. En los suelos minerales las bacterias y actinomicetes trabajan mejor con valores intermedios, disminuyendo esa actividad cuando el pH es menor de 6. Pero los hongos, que son muy facultativos, florecen satisfactoriamente casi a cualquier valor de la reacción del suelo, de manera que en los suelos con valores de pH bajo predominan los hongos pero con valores intermedios encuentran una fuerte competencia de parte de las actinomicetes y bacterias.

De esto se deduce que la nitrificación y la fijación de nitrógeno son vigorosos en los sue-

los que presentan valores de pH superiores a 6; pero la aminación y amonificación, aunque reducidas, se realizan con valores de pH inferiores por la acción de los hongos que pueden realizar estas transformaciones enzimáticas.

En conjunto, un suelo con valor intermedio de pH, por ejemplo, 6.5, cuenta con un régimen biológico muy satisfactorio. En este caso, las condiciones nutritivas son muy favorables, sin ser extremas y las relaciones con el fósforo se encuentran en el óptimo, de manera que actúan vigorosamente todos los organismos del suelo, resultando de esto una población microbiana bien equilibrada.²⁹

El método que se sigue para determinar el pH de un suelo es el del electrodo de vidrio que da medidas directas y tiene las ventajas siguientes:

- a) No es necesario expulsar los gases disueltos, tales como el anhídrido carbónico, del sistema cuyo pH se determina.
- b) Es adaptable a líquidos espesos, pastas, geles y soluciones coloreadas.
- c) No es afectado por soluciones oxidantes o reductoras.
- d) Tiene un error relativamente pequeño.
- e) Después de calibrado el aparato, da lecturas con una precisión de 0.1 unidades de pH.
- f) Es rápido y adaptable a aparatos de registro continuo.

Procedimiento: Se da preferencia a la determinación del pH con el porcentaje de humedad de saturación, por la facilidad del humedecimiento rutinario de los diversos suelos hasta que queden en un estado de humedad equipotencial. Esta humedad del suelo es la máxima que puede presentarse; las películas húmedas son suficientemente gruesas para dar un buen contacto con el electrodo de vidrio.

Las variaciones pequeñas de dilución producen solamente pequeñas variaciones de pH, de modo que solamente es necesario tener un cuidado moderado al ajustar el contenido de agua en el suelo cuando se trate de medir su pH. Este procedimiento es utilizado con facilidad en los laboratorios de ensayos sistemáticos de suelos.

Ensayo del pH: Se colocan en el vaso, que contiene una suspensión de suelo, los electro-

dos, desplazando el dial del pH-metro hasta que quede en equilibrio. Este ensayo se repite antes de tomar la determinación de cada muestra nueva.

Preparación de las muestras. Se introduce en un vaso de 50 ml un volumen de 30 ml de muestra de suelo o bien, 10 gramos de muestra. Se añade agua a la muestra, en pequeñas porciones, procedente de un frasco lavador. Lo más conveniente es preparar una serie de muestras simultáneamente. Se añaden sucesivas porciones de agua sin agitar el suelo hasta que quede completamente humedecida toda la masa del suelo y después se añaden unas cuantas gotas más, cuidadosamente, hasta que la superficie brille ligeramente.

Se procura agitar el suelo hasta que se encuentre completamente humedecido, con el fin de evitar la formación de una masa grumosa a través de la cual se desplazaría con mucha lentitud el agua; de esta forma la mayor parte de la humidificación tiene lugar a través de poros no alterados.

Después de haber alcanzado este contenido de humedad, se agita el suelo con una varilla de vidrio y se añaden gotas de agua hasta que se forme una pasta suave que apenas fluya para cerrar el agujero dejado por la varilla.

El suelo se encuentra en estas condiciones con el tanto por ciento de saturación de humedad que es el contenido de humedad equipotencial en los suelos. La superficie del suelo saturado de humedad brilla y el aire ha quedado excluido.

El H. S. Salinity Laboratory deja que el suelo humedecido se equilibre durante una hora antes de realizar la medida del pH. En muchos laboratorios se acostumbra guardar una relación suelo-agua de 1:2 añadiendo a una muestra de 10 gramos de suelo, contenida en un vaso de precipitados, 20 ml de agua destilada. Se agita la suspensión obtenida a intervalos regulares durante 15 minutos. Es posible alcanzar el equilibrio en 5 minutos de agitación continua y vigorosa con un agitador mecánico.

Se insertan en el suelo saturado de agua los electrodos de vidrio y calomel y se realiza la medida del pH. El electrodo de vidrio debe moverse con el fin de asegurar la separación de la capa de agua que la rodea y se vuelve a medir el pH.

VII. MATERIA ORGÁNICA

La capacidad de los suelos para producir cosechas, se relaciona directamente con la cantidad de materia orgánica que contienen.

La materia orgánica ejerce una influencia de control sobre las propiedades del suelo. Sin ella difícilmente podría denominarse correctamente como suelo a la capa superficial de la tierra. Es uno de los elementos más importantes que contienen los suelos y también uno de los recursos de los mismos que más fácilmente se agotan.

La mayor parte de la materia orgánica del suelo está constituida por raíces, hojas y tallos de plantas en distintas fases de desintegración.

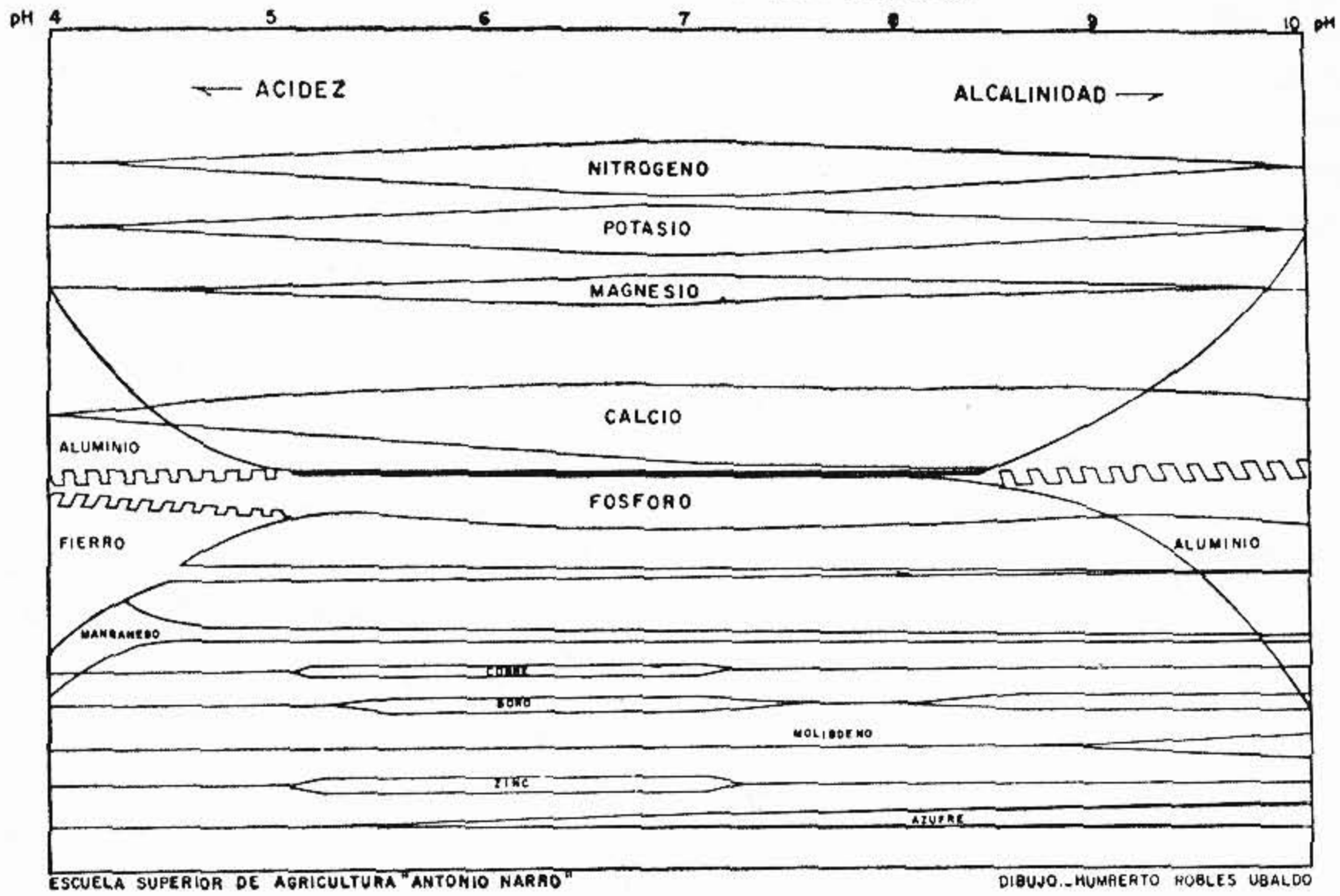
En las tierras agrícolas gran parte de ella proviene de las plantas después de recolectar la semilla. En la actualidad se va incrementando la práctica de la siembra de cultivos destinados a conservar el suelo, enterrando aquellos cuando aún están verdes. El estiércol de establo también proporciona al suelo materia orgánica, la cual se mezcla con el suelo al trabajarlo con el arado y en otras prácticas culturales. En las áreas boscosas y de pastoreo, las hojas y tallos de las plantas se depositan sobre el suelo y se incorporan a éste muy lentamente por procesos naturales. Además de los restos de las plantas, los cuerpos de un gran número de microorganismos e insectos, constituyen parte apreciable de la materia orgánica.¹

Las formas avanzadamente descompuestas de la materia orgánica, llamadas en general *humus*, tienen un marcado efecto sobre las propiedades físicas y químicas de los suelos minerales.

Los efectos benéficos del humus sobre el cultivo de los suelos son más notorios en los suelos arenosos y arcillosos, que en los de textura media. Un abundante contenido de humus ayuda a conservar una estructura deseable en todas las clases de suelo. Contribuye a incrementar la capacidad de intercambio catiónico de los mismos, siendo esta función de particular importancia en los suelos que tienen un bajo contenido de arcilla.

Efectos físicos de la materia orgánica en los suelos: La materia orgánica es de gran importancia para el crecimiento de las plantas; incrementa el poder retentivo de agua en el suelo, reduce las pérdidas por escurrimiento, mejora

RELACION ENTRE LA REACCION DEL SUELO (pH) Y LA APROVECHABILIDAD DE LOS DIFERENTES ELEMENTOS NECESARIOS PARA LA VIDA VEGETAL. A MEDIDA QUE LAS BANDAS INCREMENTAN SU ANCHO INDICAN UNA MAYOR CANTIDAD DE ELEMENTOS DISPONIBLES.



la aeración y produce una mejor estructura. Si ha experimentado una descomposición considerable adquiere propiedades coloidales, aumentando su capacidad retentiva de agua al actuar como esponja.

Por otra parte, la materia orgánica reduce las pérdidas de agua por escurrimiento y al mismo tiempo la erosión favoreciendo la infiltración.

El agua del suelo se conserva mejor en los pequeños poros o espacios del suelo; en los suelos arenosos, tales espacios son frecuentemente grandes para la retención del agua y como el humus tiende a llenar estos espacios les confiere mayor efectividad al reducir su tamaño para detener el agua.

En los suelos arcillosos los espacios son demasiado pequeños para que el agua se almacene al máximo. La materia orgánica mejora esta condición forzando a las partículas a separarse, incrementando así la capacidad de esos suelos para guardar el agua.

En general, el poder retentivo del agua de todos los suelos minerales puede incrementarse elevando el nivel del humus.

Un suelo con una buena condición física puede cultivarse fácilmente, es suelto, friable y se caracteriza por estar bien granulado. El grado de granulación en los suelos minerales

es influenciado en gran parte por la cantidad de materia orgánica presente en el suelo. Los suelos arenosos no están bien granulados debido a que carecen de suficiente material conjugante que mantenga unidas a sus partículas. La materia orgánica agregada a estos suelos tiende a promover su granulación al juntar en grumos a las partículas de arena, mejorando así la condición física de tales suelos.⁹

El color oscuro en los suelos se debe principalmente a la materia orgánica. Las superficies oscuras absorben mejor la energía solar que las superficies claras y por ende, los suelos oscuros se calientan más aprisa que los claros cuando son similares en todos los demás aspectos, incluyendo el contenido de humedad. Esto conduce a esperar que, en igualdad de condiciones, los suelos oscuros tengan una temperatura media algo más elevada, lo que tiende a promover una germinación más rápida en las semillas.

Funciones químicas de la materia orgánica en los suelos. A medida que se descompone el material orgánico, los elementos nutritivos que contiene son gradualmente liberados.

La mayor parte del nitrógeno del suelo se encuentra en forma orgánica. Este elemento no puede ser retenido en los suelos de regiones húmedas más que en combinaciones orgá-

nicas las cuales, gradualmente, se convierten a nitratos. Bajo condiciones normales del suelo y en ausencia de plantas en desarrollo, la mayor parte de los nitratos se lixivian.

La descomposición de la materia orgánica favorece la liberación de los nutrientes vegetales contenidos en los suelos minerales, produciéndose diferentes ácidos orgánicos e inorgánicos, teniendo éstos un pronunciado efecto disolvente sobre los suelos minerales.

Uno de los productos finales más importantes de la descomposición de la materia orgánica es el anhídrido carbónico, el cual al mezclarse con el agua del suelo forma ácido carbónico. Este es un eficaz disolvente; su acción es varias veces mayor que la del agua sola (figura 4).

Después de que la materia orgánica ha sufrido una descomposición avanzada, asume un

estado coloidal y las propiedades que exhibe ejercen importantes efectos químicos y físicos que se relacionan directamente con la productividad del suelo.

Los materiales orgánicos coloidales tienen una capacidad de intercambio catiónico mucho mayor, por unidad de peso, que la de los materiales minerales coloidales.

Estas sustancias coloidales tienen una gran capacidad para adsorber o retener los constituyentes de los nutrientes liberados en los suelos, reduciendo así su pérdida por lixiviación.

Efectos biológicos de la materia orgánica en los suelos: La materia orgánica mejora la condición del suelo relacionada con el desarrollo de los microorganismos, sirviendo como una fuente de alimento y de energía para la mayoría de los microorganismos existentes en el suelo.

FORMACION DE HUMUS

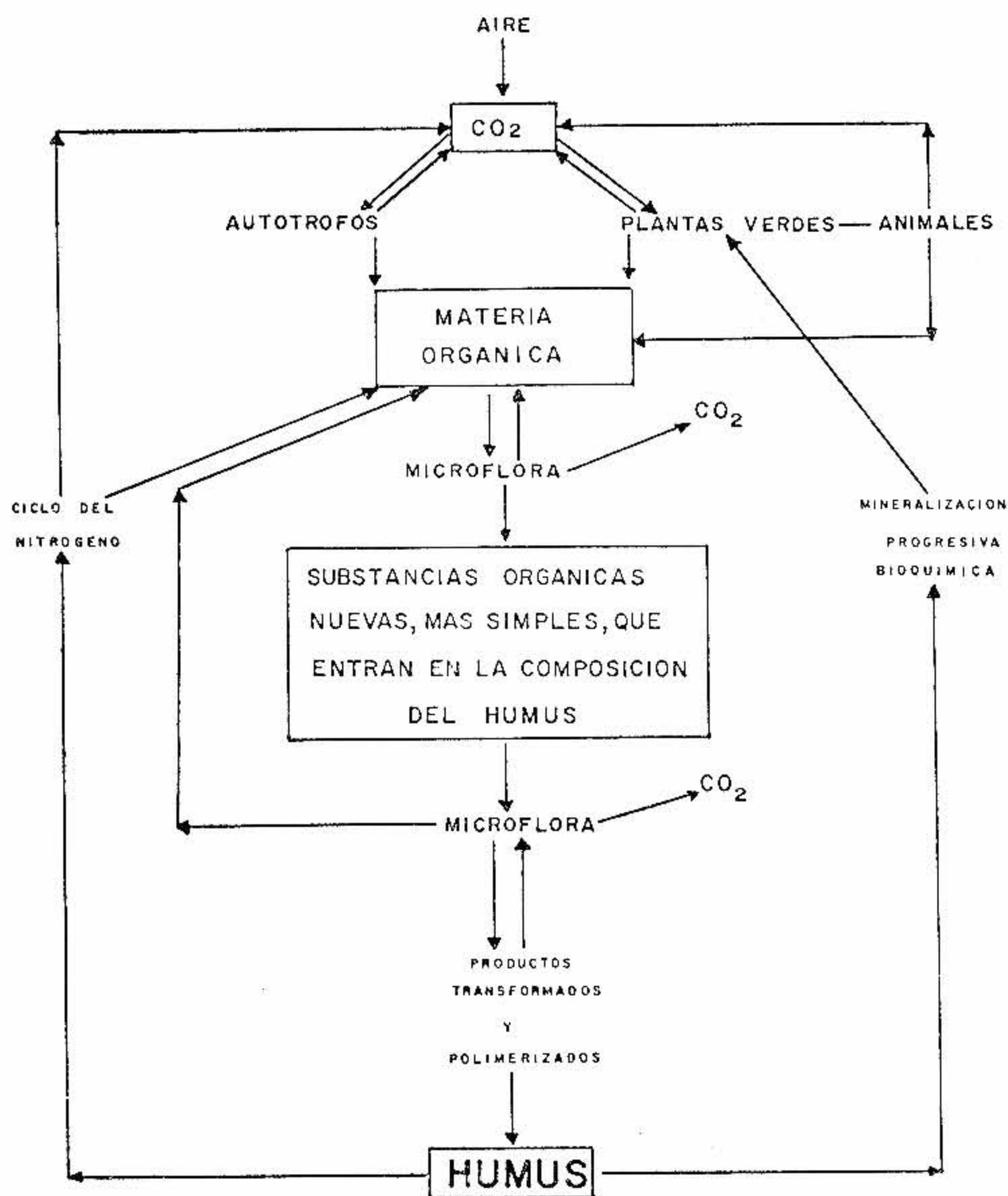


Figura 4

El suelo puede considerarse como una fábrica en actividad que produce nutrientes para las plantas y los microorganismos del suelo pueden considerarse como la fuerza motriz de esta fábrica, siendo el combustible o energía la materia orgánica.

Los complejos constituyentes de la materia orgánica se tornan más simples al irse descomponiendo ésta y el nitrógeno es liberado en forma de amoníaco y oxidado a nitrato.

La energía almacenada en los compuestos de las plantas en crecimiento, es en su mayor parte usada o liberada por los microorganismos del suelo, cuya actividad, dentro del suelo, obtiene elementos nutritivos aprovechables para una nueva generación de plantas de cultivo.⁴

Es muy importante la determinación de la materia orgánica en un suelo, ya que ésta es una función de la fertilidad, pues se considera que el nitrógeno total es aproximadamente el 5% del contenido de la materia orgánica del suelo.

La interpretación del contenido de materia orgánica es la siguiente:

	<i>Suelos arenosos</i>	<i>Suelos arcillosos</i>
Muy bajo	< 0.50%	< 1.00%
Bajo	de 0.51 a 0.75	de 1.01 a 1.50
Medio	de 0.76 a 1.25	de 1.51 a 2.25
Alto	de 1.26 a 1.75	de 2.26 a 3.00
Muy alto	> 1.75%	> 3.00%

Determinación de materia orgánica por el método de titulación con sulfato ferroso ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$).

1. *Material:*

- Bureta graduada de 50 ml.
- Vasos de precipitado de 400 ml.
- Probeta de 20 a 25 ml.
- Probeta de 200 a 250 ml.

2. *Reactivos:*

- Solución de dicromato de potasio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) normal.

Se prepara disolviendo 49.037 gramos de dicromato de potasio en agua destilada y se afora a un litro.

- Solución normal de sulfato ferroso ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$).

Esta solución se obtiene disolviendo 278 gramos de sulfato ferroso en agua destilada, se añaden 15 ml de ácido sulfúrico químicamente puro y se afora a un litro.

- Acido sulfúrico concentrado no inferior a 96%.

- Indicador de ortofenantrolina.

Se disuelven 14.85 gramos de ortofenantrolina con una molécula de agua de cristalización y 6.96 gramos de sulfato ferroso en agua destilada y se afora a un litro.

3. *Procedimiento:*

- Pesar medio gramo de muestra de suelo arable a un gramo para el subsuelo. Estas muestras se toman cuando el suelo por su coloración oscura denota gran contenido de materia orgánica, pero cuando el suelo no acusa gran cantidad de materia orgánica se toman de 1 a 2 gramos de muestra.¹⁵

- Colocar la muestra pesada en un vaso de precipitado de 400 ml de capacidad.

- Añadir 10 ml de dicromato de potasio normal y agitar aproximadamente por 10 segundos.

- Con una probeta graduada medir 20 ml de ácido sulfúrico Q.P. y añadirlo al contenido del vaso agitando aproximadamente un minuto.

- Dejar reposar lo anterior por espacio de 30 minutos.

- Terminado el tiempo de reposo, con una probeta graduada de 200 a 250 ml se le agregan 200 ml de agua destilada y 4 gotas del indicador d.

- Se titula con sulfato ferroso, el cual debe estar colocado en una bureta de 50 ml. Al estar titulando, la coloración del contenido del vaso va pasando de un color verde pálido a un color verde oscuro y de éste a un color ladrillo subido que es su punto de vire o de titulación completa.

- Se toma la lectura del sulfato ferroso gastado y se efectúan los cálculos.

La solución de sulfato ferroso debe estandarizarse diariamente para determinar su normalidad al mismo tiempo que se ejecutan las titulaciones de las muestras.

Determinación de la normalidad del $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$:

a. En un vaso de precipitados de 400 ml se colocan 10 ml de la solución normal de dicromato de potasio.

b. Con una probeta graduada se le añaden 20 ml de ácido sulfúrico Q. P.

c. Se deja reposar lo anterior por espacio de 30 minutos.

d. Terminado el reposo se le agregan 200 ml de agua destilada.

e. A lo anterior se le agregan 4 gotas del indicador d.

f. La titulación se ejecuta como está indicado en el punto g del procedimiento. Por ejemplo, se gastaron 9.5 ml de sulfato ferroso:

$$V_1 N_1 = V_2 N_2 \therefore N_1 = \frac{V_2 N_2}{V_1}$$

$$N_1 = \frac{10 \times 1}{9.5} = 1.0526$$

La normalidad del sulfato ferroso es de 1.053.

Para el cálculo de la materia orgánica se emplea la siguiente fórmula:

$$\frac{V_1 N_1 - V_2 N_2}{W} \times 0.003 \times 1.724 \times 1.32 \times 100 = \% \text{ M. O.}$$

$$\frac{V_1 N_1 - V_2 N_2}{W} \times 0.68 = \% \text{ M. O.}$$

V_1 : ml de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$

V_2 : ml de $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ gastados

W : peso de la muestra

N_1 : normalidad del $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$

N_2 : normalidad del $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

% de materia orgánica 0.7494

Interpretación: Bajo.

Un mililitro de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ equivale a 3 miligramos de carbón; 1.32 es una constante para determinar carbón orgánico y 1.724 es el factor para obtener materia orgánica.

Ejemplo del cálculo para determinar materia orgánica:

$\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ - - - 10 ml

$\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ 1.053N - - - 8.45 ml gastados

Peso de la muestra - - - 1 gramo.

$$\frac{(10 \times 1) - (8.45 \times 1.053)}{1} \times 0.68 = \% \text{ M. O.}$$

VIII. NITRÓGENO ASIMILABLE

Las necesidades nutritivas de las plantas se satisfacen a medida que progresa la evolución del suelo.

Las transformaciones que se efectúan durante los procesos químicos y bioquímicos en el suelo, van de las sustancias en sus formas más complejas a las más simples. Esto no quiere decir que en los suelos no se verifique el proceso inverso de síntesis; como ejemplo de esa reversibilidad puede citarse la transformación del nitrógeno elemental, nitratos y compuestos de amonio en aminoácidos y proteínas por los microorganismos (figura 5).

Como los constituyentes más simples y solubles de los suelos, desaparecen fácilmente en

CICLO DEL NITROGENO

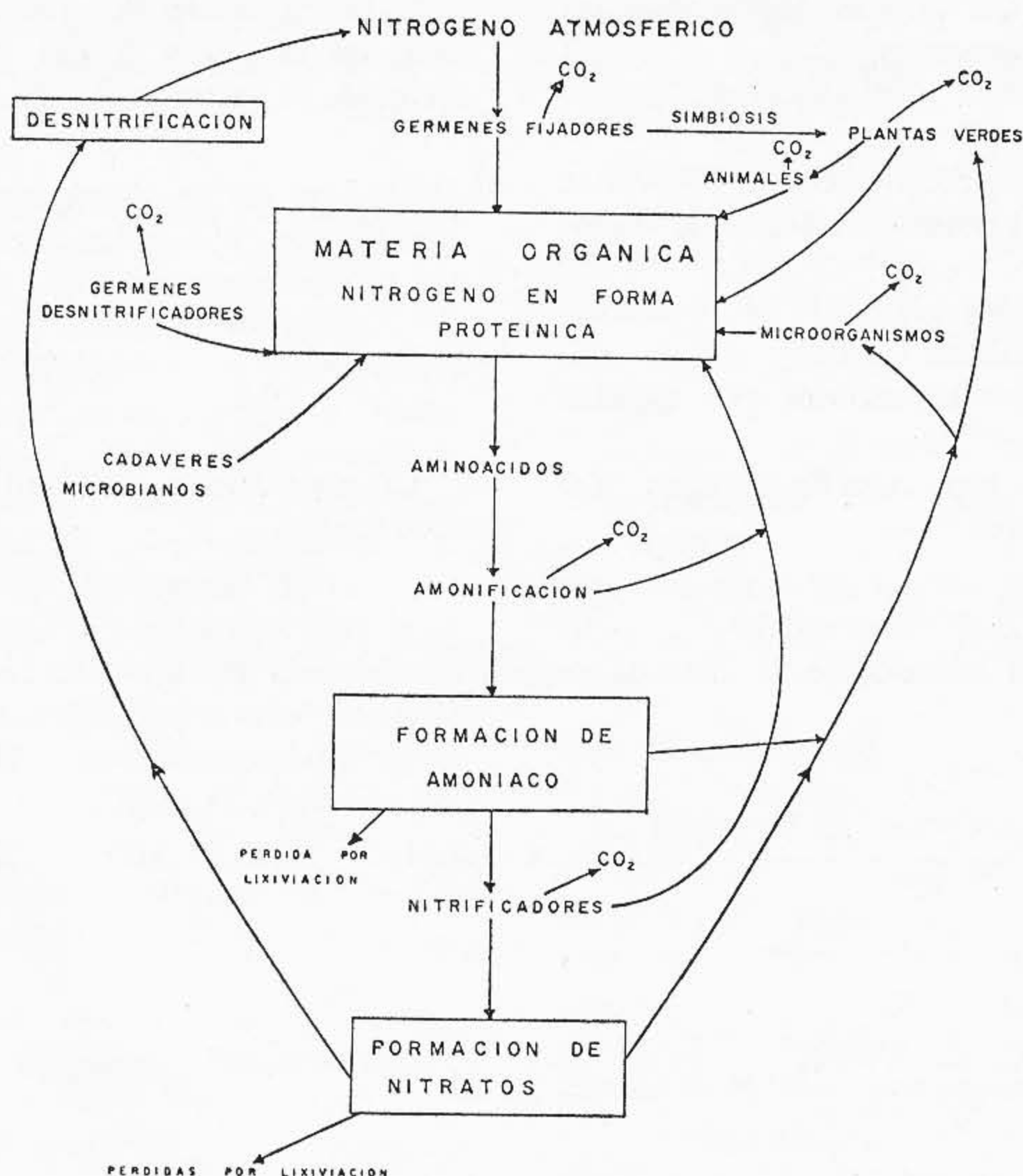


Figura 5

el agua de drenaje o son sintetizados por los microorganismos o las plantas, los elementos nutritivos que se encuentran en el suelo en estado complejo se hacen más asimilables por una serie de procesos de simplificación.

Los grupos complejos tienen la función de almacenadores, dependiendo la fertilidad del suelo de la cantidad total de los elementos nutritivos presentes y de la facilidad con que pueden pasar a formas más simples y asimilables. La descomposición de la materia orgánica para que el nitrógeno pase a formas más simples, es un proceso bioquímico muy complejo, con desprendimiento de gran cantidad de anhídrido carbónico.

El nitrógeno aparece como un compuesto de amonio y si las condiciones son favorables se transforma en nitritos y nitratos por la acción

específica de ciertas bacterias. Gran parte del nitrógeno aprovechable por las plantas es absorbido como nitrato de amonio.

NITRÓGENO ORGÁNICO

Como estas transformaciones se deben a la actividad de microorganismos, las condiciones del suelo tienen una gran influencia sobre ellos. Si el suelo está inundado o a una temperatura demasiado baja, estas transformaciones son muy lentas. La falta de calcio activo retarda también el proceso.

Cuando se agrega a un suelo materia orgánica con un alto contenido de carbono, no solamente se retarda el proceso de nitrificación, sino que incluso se puede invertir tem-

poralmente esta reacción; los microorganismos se multiplican rápidamente utilizando el nitrógeno, de manera que retardan la simplificación y la transformación de amonio y de nitratos.

En este caso hay una competencia por adquirir nitrógeno entre las plantas y los microorganismos.

Normalmente el nitrógeno aprovechable por las plantas es en forma de nitratos solubles.

A la producción de nitratos en los suelos se le llama nitrificación. Este proceso consiste en la transformación de nitrógeno orgánico a la forma de nitratos, pasando por los procesos de aminación y de amonificación:

AMINACIÓN:

Proteínas y compuestos similares	+	Digestión enzimática	→	Compuestos aminados complejos	+	CO ₂	+	Otros productos
--	---	-------------------------	---	-------------------------------------	---	-----------------	---	--------------------

AMONIFICACIÓN:

Compuestos aminados de varias clases	+	Hidrólisis enzimática	→	Iones NH ₄ asociados especial- mente con iones CO ₃ y HCO ₃	+	CO ₂	+	Otros productos
--	---	--------------------------	---	---	---	-----------------	---	--------------------

NITRIFICACIÓN:

Iones NH ₄	+	Oxidación enzimática en presencia de calcio activo. Bacterias de nitritos		Iones NO ₂ asociados con bases + CO ₂ + especialmente de calcio		Otros productos
Iones NO ₂	+	Oxidación enzimática en presencia de calcio activo. Bacterias de nitritos		Iones NO ₃ asociados con bases + CO ₂ + especialmente de calcio		Otros productos

La cantidad de nitrógeno transformado a la forma de nitratos, depende en gran parte de la cantidad de nitrógeno amoniacal presente, ya sea que este provenga de materia orgánica o de sales inorgánicas de amonio.

Interpretación del contenido de nitrógeno total:

	<i>Suelos arenosos</i>	<i>Suelos arcillosos</i>
Muy bajo	< 0.025 %	< 0.05 %
Bajo	de 0.025 a 0.037	de 0.050 a 0.075
Medio	de 0.037 a 0.062	de 0.075 a 0.112
Alto	de 0.062 a 0.087	de 0.112 a 0.150
Muy alto	> 0.087 %	> 0.150 %

Determinación de nitrógeno total por el método de Kjeldahl:

1. *Material:*

- a. Aparato de digestión.
- b. Dispositivo de destilación con refrigerante.
- c. Matraz Kjeldahl de 500 a 800 ml.
- d. Pipeta de 25 ml.
- e. Matraz Erlenmeyer de 500 ml.
- f. Probeta de 500 ml.
- g. Bureta graduada de 50 ml.

2. *Reactivos:*

- a. Sulfato de sodio anhidro.
- b. Sulfato de cobre ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) molido y desecado.
- c. Ácido sulfúrico concentrado Q. P.
- d. Hidróxido de sodio al 50%.
- e. Parafina.
- f. Granalla de zinc.
- g. Solución de ácido bórico al 4%.
Esta solución se obtiene disolviendo 40 gramos de H_3BO_3 en un litro de agua destilada.
- h. Solución de azul de metilo como indicador.
Este indicador se obtiene disolviendo 0.1 gramos de azul de metilo en 100 ml de etanol al 95%.
- i. Solución de ácido clorhídrico 0.1N.

3. *Procedimiento:*

- a. Se toman 5 gramos de muestra y se ponen en un matraz Kjeldahl se le agregan 10 gramos de sulfato de sodio, un gramo de sulfato de cobre y 35 ml de ácido sulfúrico Q. P. y se pone a combustión por espacio de 2 horas; los primeros 15 minutos a fuego lento.
- b. Se deja enfriar el matraz, se le agrega 300 ml de agua destilada, 125 ml de hidróxido de sodio al 50%, un pedazo de parafina y unos granitos de granalla de zinc.
- c. Se procede a la destilación recibiendo el destilado en un matraz Erlenmeyer de 500 ml que contenga 25 ml de ácido bórico al 4% y 5 gotas de azul de metilo como indicador, hasta que se destilen de 200 a 350 ml y se titula con HCl o 0.1N aproximadamente.

Cálculo:

$$\%N = \frac{\text{Normalidad del HCl} \times 1.4}{\text{gramos de muestra}} \times \text{gasto de HCl}$$

Ejemplo:

Normalidad del HCl = 0.102
Muestra: 5 gramos
Gasto de HCl: 1.7 ml

$$\%N = \frac{0.102 \times 1.4 \times 1.7}{5} = 0.0485$$

$\%N = 0.049$
Interpretación: medio.

IX. FÓSFORO

El fósforo desempeña un papel fundamental en gran número de reacciones enzimáticas. Es un constituyente del núcleo celular siendo esencial para la división de las células y para el desarrollo de tejidos, en los cuales puede demostrarse su presencia utilizando como fertilizante fósforo radiactivo.

Su estrecha relación con la multiplicación celular explica su presencia en las semillas, las que no llegan a formarse en ausencia de fósforo. Lo mismo sucede con las grasas y las albúminas, en cambio los almidones se forman pero no se transforman fácilmente en azúcares. La floración y la fructificación están íntimamente ligadas al fósforo. Este es muy valioso en los cultivos de sistema radicular poco desarrollado porque fomenta su crecimiento y aumenta la formación de las raicillas laterales y de las fibrosas, por lo que es muy útil en los suelos pesados que por su naturaleza entorpecen el crecimiento de las raíces.¹⁹

Este efecto no es particular solo del fósforo; el potasio produce una relación más alta de raíces a órganos aéreos.

En los cereales, el fósforo aumenta la relación de grano a paja en el rendimiento total. Produce paja más resistente y regula el aprovechamiento del potasio en proporciones adecuadas.

Un exceso sobre las cantidades requeridas por las cosechas disminuye los rendimientos, por la aceleración que produce en el proceso de maduración y la consiguiente reducción del desarrollo vegetal.

El efecto regulador sobre la acción del nitrógeno y del potasio, es una función reconocida del fósforo.¹⁸ Al apresurar la maduración, al aumentar el desarrollo radicular, la resistencia a las enfermedades y al promover la floración y fructificación, equilibra eficazmente los posibles efectos perjudiciales de un exceso de nitrógeno.

De la exposición anterior se desprenden diversos efectos del fósforo para el desarrollo de los cultivos: 1) Efecto sobre la germinación de las semillas. 2) Efecto sobre el desarrollo de las raíces. 3) Efectos sobre la maduración. 4) Efecto sobre la relación grano-paja. 5) Efecto sobre el contenido de nitrógeno en las semillas.

1) La presencia de fósforo asimilable en el suelo, favorece la germinación y el rápido desarrollo de las nuevas plantas. Una práctica recomendable consiste en proporcionar a los cultivos una aplicación de ácido fosfórico soluble en el momento de sembrar, para asegurar una germinación apropiada y el establecimiento de las plantas en el suelo bajo condiciones favorables que permitan continuar su crecimiento.

2) La aplicación de fosfatos solubles incrementa el desarrollo radicular. El efecto sobre la germinación a que ya se aludió, es debido al estímulo que actúa sobre el desarrollo de las raíces lo que proporciona a las plantas jóvenes una favorable iniciación. Por este motivo el fósforo tiene una señalada importancia en las cosechas de maíz, sobre todo en los suelos pesados, en los que existe cierta tendencia a limitar la producción de este género de cultivos.

3) Los fosfatos favorecen la maduración. Cuando todos los factores de crecimiento son adecuados, frecuentemente se logra acortar el ciclo vegetativo. Este efecto se atribuye a la estrecha relación que guarda el fósforo con la producción de semillas. Las plantas no alcanzan su maduración y no producen semillas a menos que dispongan de fósforo aprovechable.

4) Los fosfatos asimilables, aumentan la relación grano-paja y dan, a esta última, mayor resistencia, contrariamente al efecto del nitrógeno que prolonga el crecimiento y retarda el efecto de maduración.

5) En el cultivo de granos, el fósforo regula el contenido de nitrógeno en los cereales bajo condiciones ordinarias.

El fósforo en los suelos presenta problemas de asimilabilidad y aun cuando se agregue en forma soluble, resulta lentamente asimilable por retrogradaciones complejas que tienen lugar en el suelo.²⁴

La forma de interpretación del fósforo aprovechable se hace tomando como base el pentóxido de fósforo.

Interpretación del contenido de fósforo aprovechable.

<i>Especificación</i>	<i>Fósforo aprovechable</i>
	en Kg P_2O_5 /Ha.
Muy bajo	menos de 10
Bajo	10 a 25
Medio	25 a 50
Alto	mayor de 50

Las cantidades de fósforo que registra el análisis químico de una solución es la extraída de una manera parecida a la que hacen las plantas en condiciones normales.

Determinación de fósforo aprovechable por el método de Olsen.⁵

1. *Materiales:*

- Fotocolorímetro y tubos para el mismo, usando filtro rojo.
- Matraz Erlenmeyer de 250 ml.
- Embudo de 5 centímetros de diámetro.
- Papel filtro No. 40.
- Matraz aforado de 100 ml.
- Pipeta de 20 ml.

2. *Reactivos:*

- Solución extractora 0.5 M de carbonato ácido de sodio. Se obtiene disolviendo 42 gramos de carbonato ácido de sodio y aforando a un litro con agua destilada. La solución se ajusta a un pH de 8.5 por adición de hidróxido de sodio en solución concentrada.
- Carbón activo libre de fósforo.
- Molibdato de Amonio. Se disuelven 30 gramos de molibdato de amonio $(NH_4)_6Mo_7O_{24} \cdot 4H_2O$ en 300 ml de agua destilada caliente. Se añaden lentamente y agitando 600 ml de ácido clorhídrico concentrado libre de fós-

foro. Se enfría a la temperatura ambiente y se diluye a un litro con agua destilada. Se mezcla bien y se guarda en un frasco ambar con tapón esmerilado.

d. Solución de cloruro estano $\text{SnCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Se disuelven 10 gramos de cloruro estano en 75 ml de ácido clorhídrico. Q. P. libre de fósforo.

c. Indicador de paranitrofenol. Se prepara una solución acuosa saturada de paranitrofenol.

f. Ácido clorhídrico 1:1. Se prepara mezclando partes iguales de ácido clorhídrico y agua destilada.

3. Procedimiento:

a. En un matraz Erlenmeyer se colocan las siguientes sustancias junto con un agitador:

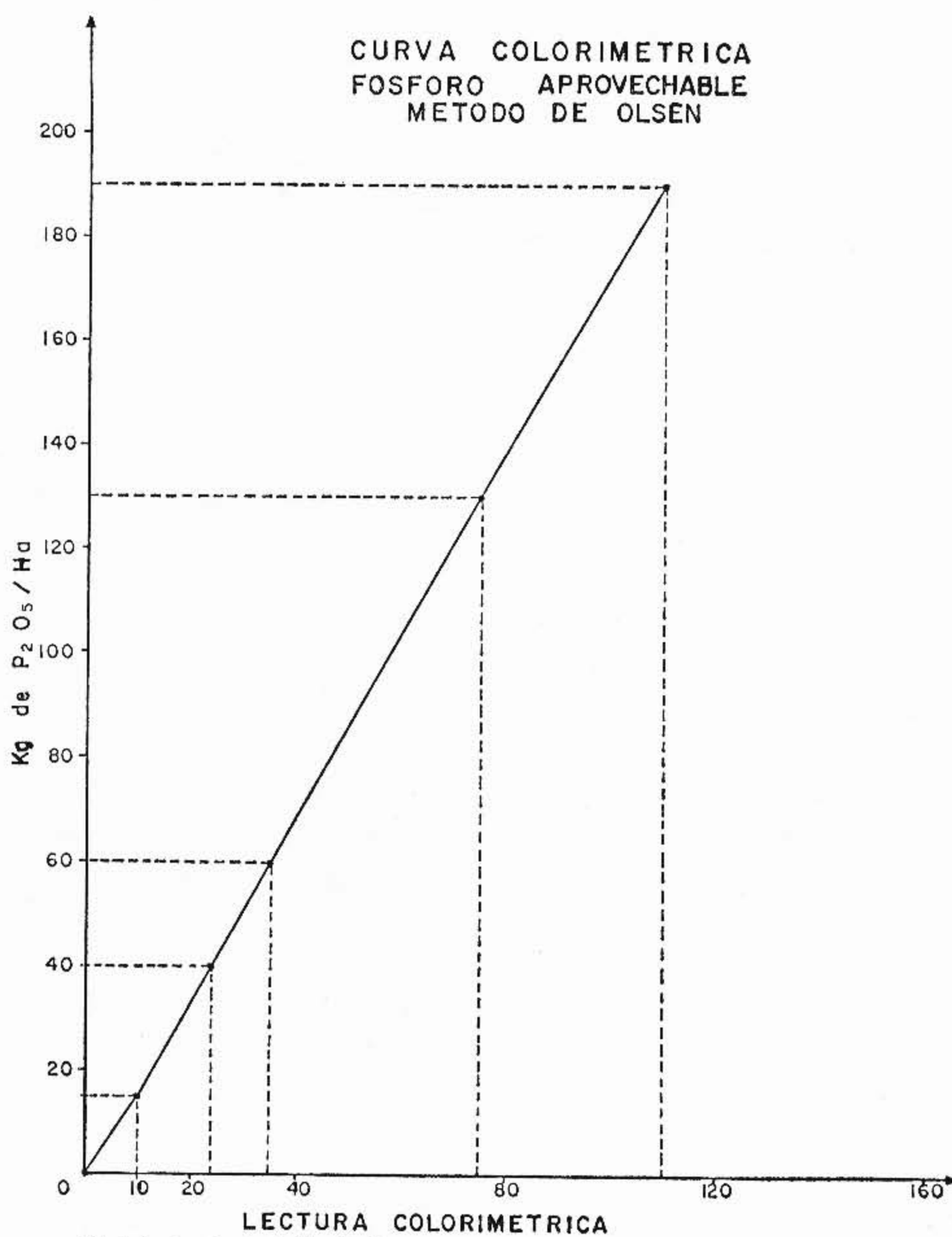
- Se pesan 2.5 gramos de muestra
- Una cucharada de carbón activo libre de fósforo
- Poner 50 ml de la solución extractora y agitar durante 30 minutos.

b. Filtrar lo anterior usando papel filtro No. 40. Si el filtrado no está totalmente transparente se le agrega más carbón activado.

c. Se toman 20 ml de filtrado con una pipeta y se colocan en un matraz aforado de 100 ml agregando una o dos gotas de paranitrofenol, obteniéndose un color amarillo.

—Se acidula el contenido, tanto del testigo como el que tiene la muestra, con ácido clorhídrico 1:1 hasta que desaparezca el color amarillo.

—Se agrega agua destilada hasta obtener un volumen de unos 80 ml.



—Se agregan 10 ml de molibdato de amonio. Se agita con cuidado para desalojar los gases que produce la mezcla anterior y se afora con agua destilada a 100 ml.

—Se agrega una gota de cloruro estanoso agitando con cuidado hasta que aparezca una coloración azul.

d. Debe leerse en el colorímetro después de unos 5 minutos y antes de 15 minutos a partir de la adición del cloruro estanoso. El colorímetro debe haber sido calentado unos 5 minutos antes de poner el cloruro estanoso.

e. El ajuste del colorímetro para realizar la lectura debe efectuarse con 20 ml de solución extractora sin muestra, siguiendo los mismos pasos obteniéndose así el testigo, el cual no debe dar coloración azul al adicionarle el cloruro estanoso.

Terminada la lectura de las diferentes muestras se pasa a obtener la lectura de la curva de fósforo.

Ejemplo:

Lectura del fotocolorímetro	Lectura en la curva de fósforo	Interpretación
24	40.0 Kg/Ha	Medio

X. POTASIO

El potasio es uno de los elementos nutritivos más importantes en la vida de las plantas; junto con el nitrógeno y el fósforo forma la base del crecimiento vegetal. Es uno de los elementos del suelo que contribuyen a darle su fertilidad para permitir el desarrollo de las plantas.

En la práctica de la fertilización y en el comercio de los fertilizantes se emplea el término potasa para denominar a los compuestos portadores de potasio. Normalmente, el óxido de potasio es la unidad convencional para estimar la cantidad de potasio presente en un suelo determinado y recibe el nombre de potasa.

Cuando se aplica al suelo un fertilizante potásico, tal como el cloruro de potasio o el sulfato de potasio, se combina rápidamente con la fracción coloidal reteniéndolo. En el inter-

cambio catiónico intervienen también, juntamente con el potasio, otros cationes como el calcio, el magnesio, el sodio, etc.

La porción más fácilmente aprovechable en los suelos, es la que participa en el fenómeno del intercambio catiónico y significa aproximadamente el 5% del total de los elementos que intervienen en él.

Cuando se recogen las cosechas, el potasio y otros elementos se consumen a una velocidad mayor que la de su reposición natural, por lo que para conservar la fertilidad es necesario la aplicación de abonos potásicos que al ser retenidos por la fracción coloidal inician un nuevo ciclo de aprovechamiento.

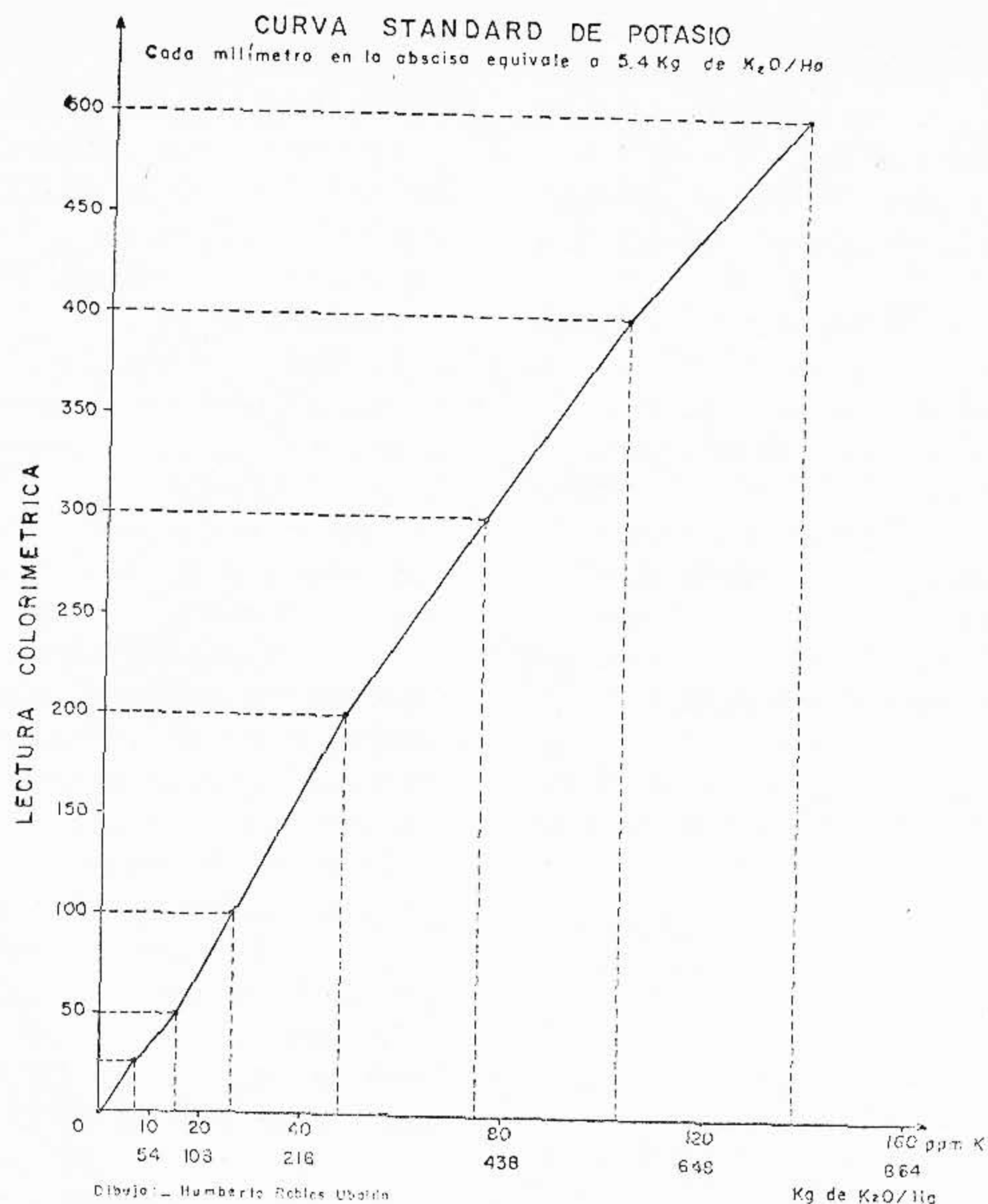
Desde luego, no todo el potasio llega a ser retenido por los coloides del suelo. Esta fijación es mayor en los suelos pesados y con alto contenido de materia orgánica y es mínima en los arenosos.

La parte de potasio que no queda retenida por los coloides, permanece en solución en la humedad del suelo, de donde las raíces de las plantas la pueden tomar. Del potasio en solución, una parte importante, la que no es aprovechada desde luego por las plantas, puede llegar a perderse en las aguas que se infiltran en el terreno o escurren fuera de él.

El potasio ya fijado, se mueve lentamente en el suelo. En los de textura ligera el movimiento es apreciable, pero en los pesados el movimiento queda reducido a unos cuantos centímetros de la capa superficial del suelo. La habilidad de los suelos para retener el potasio es de gran importancia porque disminuye las pérdidas y provee un abastecimiento moderadamente lento pero continuo de potasio aprovechable.

El contenido total de potasio en los suelos, en su estado natural, puede variar o mantenerse constante a medida que aumenta la profundidad dentro del perfil.

En las regiones donde la precipitación es de un metro o más, el contenido de potasio en las capas superiores del suelo generalmente es más bajo que el de las capas más profundas. Este proceso de lavado o lixiviación, puede llegar a reducir del 30 al 80% el contenido original del potasio retenido por la fracción coloidal del suelo y a elevarlo proporcionalmente en las secciones inferiores hasta llegar a un cierto equilibrio que puede perderse por la



acción de los cultivos que al desarrollarse toman el potasio disponible de los horizontes superficiales.

Cuando se hacen aplicaciones de potasio, por ejemplo, bajo la forma de cloruro, la penetración en el perfil depende de la textura y de la intensidad de las lluvias o de los riegos.

En los terrenos pesados, la distribución vertical del potasio es más lenta y menos profunda que en los ligeros. En los climas de baja precipitación, los fertilizantes potásicos no penetran profundamente y lo mismo sucede donde el agua de riego es escasa.

Las sales potásicas son más fácilmente retenidas por la fracción coloidal del suelo que las sales nitrogenadas. A medida que los fertilizantes potásicos se van disolviendo en la solución del suelo y se unen al complejo coloidal constituyen formas menos solubles al reemplazar al calcio o algunos otros elementos asociados con las partículas finas del suelo. El

potasio retenido por este fenómeno de intercambio catiónico puede movilizarse lentamente en la masa del suelo, según el volumen y la propia naturaleza del complejo coloidal.

En los suelos arenosos y en los migajones, el potasio puede descender hasta el nivel de las aguas freáticas, mientras que en los suelos con alto contenido de arcilla así como en los limosos, el movimiento es muy lento y frecuentemente queda restringido a la capa superficial del suelo.

El ciclo del potasio es muy simple, sobre todo si se compara con el del nitrógeno con sus numerosas transformaciones y sus ligas con la materia orgánica. Los iones de potasio los fija el suelo y de ahí las plantas los absorben, no sin pérdidas, en el agua de drenaje. Más tarde vuelve al suelo en los residuos de las cosechas o en el estiércol de los animales.²⁸

Aun cuando el potasio se encuentra en casi todos los tejidos animales, su presencia no es

como la del fósforo en los huesos o la del nitrógeno en las proteínas de los tejidos animales.

El ciclo está circunscrito del fertilizante a la solución del suelo y de ella a la planta, pero incluyendo la acción de las partículas coloidales del suelo que actúan como un regulador de las plantas, pasa a los animales y a través de los desechos de éstos vuelve al suelo.

Normalmente el potasio se encuentra en grandes cantidades en los suelos y su deficiencia es muy rara, salvo en suelos arenosos en donde se pierde por lixiviación.

Interpretación del contenido de potasio en los suelos:

Especificación	K ₂ O en Kg/Ha
Muy bajo	menos de 100
Bajo	100 a 150
Medio	150 a 200
Alto	200 a 300
Muy alto	mayor de 300

Determinación del potasio intercambiable.²⁰

1. *Materiales:*

- a. Tubos de ensayo con tapón de hule.
- b. Jeringa hipodérmica.
- c. Embudo de 5 centímetros de diámetro.
- d. Papel filtro No. 40.
- e. Agitador mecánico.
- f. Fotocolorímetro y tubos para el mismo, usando filtro rojo.

2. *Reactivos:*

- a. Solución extractora para potasio. Se obtiene disolviendo 250 gramos de nitrato de sodio o perclorato de sodio y aforando a un litro con agua destilada.
- b. Solución de cobaltinitrito. Se emplean 50 gramos de nitrato de cobalto y se disuelven junto con 300 gramos de nitrito de sodio en agua destilada que ha sido acidificada con 25 ml de ácido acético y se afora a un litro.

Esta solución se deja destapada durante 24 horas, después se filtra, se tapa y se conserva en un recipiente de vidrio obscuro en un lugar fresco.

- c. Alcohol etílico de 96°.

3. *Procedimientos:*

- a. Se colocan 5 gramos de muestra en un tubo de ensayo.
 - b. Se le agrega a la muestra 10 ml de solución extractora para potasio y se deja reposar 5 minutos, se agita durante 15 minutos con el agitador mecánico y en seguida se filtra.
 - c. En un tubo de fotocolorímetro se ponen 2 ml de alcohol etílico y 6 gotas de solución de cobaltinitrito. Después se adicionan 2 ml del extracto filtrado agregándolos a presión por medio de una jeringa con objeto de que el extracto se mezcle completamente con los reactivos que antes se colocaron.
 - d. Debe leerse en el fotocolorímetro después de unos 5 minutos y antes de 15 minutos a partir de la adición del filtrado. El fotocolorímetro debe haber sido calentado el tiempo suficiente, es decir, unos 5 minutos antes de poner el filtrado.
 - e. El ajuste del fotocolorímetro para principiar a tomar las lecturas se realiza con un testigo que se prepara poniendo en un tubo del aparato 2 ml de alcohol, 6 gotas de cobaltinitrito y 2 ml de agua destilada.
- Terminada la lectura de las diferentes muestras se interpreta la lectura con ayuda de la gráfica correspondiente.

Ejemplo:

Lectura del fotocolorímetro	Lectura de la curva	Interpretación
455	650 KgK ₂ O/Ha	Muy alto

XI. RELACIÓN: CARBONO/NITRÓGENO

A medida que avanzan los procesos de descomposición en el suelo, los organismos pre-

sentes actúan intensamente sobre los residuos orgánicos así como en la multiplicación de los microorganismos, requiriendo estos procesos gran cantidad de energía, ocasionando el desprendimiento de bióxido de carbono y una rápida disminución de la materia orgánica en el suelo

El nitrógeno, muy necesario, se encuentra en proporciones mínimas, siendo sintetizado por las bacterias y hongos, quedando retenido como constituyente del tejido microbiano; al mismo tiempo, una proporción considerable de proteína se asocia con las ligninas y compuestos similares, lo cual tiende a la conservación del nitrógeno.²¹

A medida que adelanta el proceso, la proporción de carbono disminuye rápidamente y la relación carbono/nitrógeno también.

Los suelos que se encuentran en condiciones climáticas similares, tienden a tener aproximadamente la misma relación carbono/nitrógeno, encontrándose entre 8:1 y 18:1 para los suelos superficiales, con un valor medio de 9:1 a 12:1.

Las variaciones parecen estar estrechamente relacionadas con el clima, principalmente con la temperatura y la cantidad y distribución de la lluvia. Por ejemplo, la relación carbono/nitrógeno tiende a ser menor en los suelos áridos que en los de las regiones húmedas cuando las temperaturas son comparables, y mayor en las regiones cálidas que en las frías, siempre que la precipitación sea aproximadamente igual en ambas.

A medida que avanzan los procesos de descomposición pueden perderse el carbono y también el nitrógeno, llegando a ser constante su velocidad relativa de desaparición del suelo, oxidándose 9 ó 10 partes de carbono por 1 de nitrógeno que se transforma en nitratos. La relación carbono/nitrógeno se hace entonces más o menos constante.

Si la relación carbono/nitrógeno de la materia orgánica del suelo es alta, la actividad de los organismos es intensa y la demanda de nitrógeno es elevada. Habrá poco nitrógeno amoniacal disponible para la nitrificación y los nitratos aparecerán en muy pequeña proporción, de manera que las plantas que crecen en ese suelo pueden sufrir una falta de nitrógeno asimilable.

Una relación carbono/nitrógeno alta equivale a una activa competencia por el nitrógeno

entre los diferentes organismos del suelo y también entre éstos y las plantas. La adición a un suelo de paja o de otra materia carbonácea similar inicia esta actividad.

Esta práctica puede ser conveniente en suelos ligeros, ya que el nitrógeno queda retenido en combinaciones complejas que no se pierden tan fácilmente en el agua de drenaje.

Cuando comienza a disminuir la actividad de las bacterias y se hace menor la relación carbono/nitrógeno, las necesidades microbianas de nitrógeno son menores, entonces puede haber nitrificación comenzando la acumulación de nitratos. Así, las plantas pueden satisfacer sus necesidades de nitrógeno asimilable.

Una manipulación del suelo que tienda a mantener una relación adecuada, sin pérdidas excesivas de nitratos por lixiviación, es parte de un buen manejo del suelo cuya práctica es aconsejable.

Otro aspecto de la relación carbono/nitrógeno se refiere a la conservación del humus en el suelo. Durante la disolución de la materia orgánica, el nitrógeno es fuertemente retenido por el suelo y el carbono disminuye hasta encontrarse en una relación aproximadamente constante con él, el contenido de nitrógeno es el que determina realmente la cantidad de carbono orgánico presente.

Cuanto mayor es la proporción de nitrógeno en el tejido original, mayor será la acumulación de carbono orgánico, y como existe una relación bastante definida de 1:1.724 entre el carbono orgánico y la materia orgánica del suelo, la proporción de esta última que puede conservarse en el suelo depende entonces de la cantidad de nitrógeno presente.¹⁷

Ejemplo:

$$\% \text{ de materia orgánica} = 0.7494$$

$$\% \text{ de nitrógeno} = 0.049$$

$$\% \text{ de carbono} = \frac{0.7494}{1.724} = 0.434$$

$$\text{Relación C/N} = \frac{0.434}{0.049} = 8.9$$

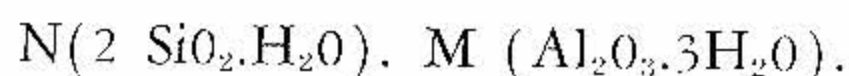
Interpretación: actividad microbiana adecuada.

XII. CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO

La materia coloidal mineral en los suelos está representada por la arcilla. En los suelos minerales, el material arcilloso forma una parte importante de ellos, presentando un gran estado de división junto con una gran superficie de contacto, y por su íntima relación con el agua del suelo, se encuentra en estado altamente coloidal.¹⁰

El material arcilloso es viscoso y gelatinoso cuando contiene agua, pero duro y cohesivo cuando está seco, de modo que imparte al suelo propiedades físicas que se reconocen fácilmente en la práctica. Además, su poder de adsorción, que es una de las características más notables de toda la materia coloidal, tiene mucha importancia, no sólo en lo que atañe a la retención de sustancias nutritivas, sino también por su velocidad de reacción. La propiedad catalítica que confiere al suelo este material tan finamente dividido acelera una gran cantidad de reacciones químicas y hace que esa masa mineral compleja resulte altamente dinámica.

Las arcillas provienen de la descomposición lenta de minerales como feldespatos, micas, anfíboles, piroxenos; son silicatos de aluminio más o menos hidratados de fórmula general:



Las arcillas presentan una estructura finamente cristalina y están dotadas de propiedades coloidales por lo fino de sus partículas, por sus cargas eléctricas y por la cualidad que tienen de separar sus láminas, lo que les permite adsorber moléculas de agua y diversos iones entre ellas, pudiendo de este modo hincharse cuando se hidratan.

Los elementos que se encuentran adsorbidos en el complejo coloidal se llaman: cationes intercambiables y el proceso por el cual se verifica el intercambio se llama intercambio catiónico.

Las arcillas provienen de la alteración de ciertos minerales, pero aún se discute sobre los procesos fisicoquímicos de esta alteración. Son tres las teorías principales que tratan de explicar este origen:

a) Origen residual (Teoría de Jackson). Los minerales sufren un empobrecimiento progresivo en bases, sílice y óxidos de fierro si se trata de minerales ferromagnesianos; por otra parte, sufren un enriquecimiento lento en agua. La arcilla aparece, entonces, como un residuo de esta alteración.

b) Origen por neoformación al estado coloidal (Teoría de Mattson). Esta tesis sostiene que las arcillas se forman cuando la alteración de los minerales complejos se encuentra al máximo, dando origen a geles coloidales de signo contrario que se precipitarán cerca del punto isoeléctrico, formándose así una arcilla amorfa que evolucionará progresivamente hacia una forma microcristalina.

c) Origen por neoformación al estado cristalino (Teoría de Correns). Correns admite un origen análogo a la tesis anterior, pero difiere en que la alteración completa de los minerales no dará geles coloidales, sino iones de carga eléctrica negativa o de carga positiva que se combinarán bajo una forma inmediatamente cristalina.

A una temperatura alta, la alteración química de los minerales silicatados parece llegar a una liberación completa de sílice y alúmina o bien se forman compuestos amorfos que evolucionan hacia una forma microcristalina.

En un clima templado, la alteración es progresiva. La primera teoría podría aplicarse a la alteración de las micas que se transforman en arcillas del tipo de la illita por pérdida de potasio. La estructura inicial se conserva sensiblemente.

Las dos últimas teorías se adaptan, de una manera satisfactoria, a la descomposición de los feldespatos en el curso de las cuales la estructura inicial es completamente modificada.

Los feldespatos no son silicatos de aluminio como las micas y las arcillas, sino aluminosilicatos constituidos únicamente de tetraedros formando edificios de tres dimensiones. El aluminio reemplaza al silicio en ciertos tetraedros, entonces, un feldespato no puede transformarse en una arcilla por modificación completa de la red cristalina.

Dentro de un mismo grupo mineralógico de arcilla, puede existir una disminución en la capacidad de intercambio iónico (miliequivalentes de cationes adsorbidos por 100 gramos) a medida que disminuye la relación

sílice/sesquióxido; es decir, a medida que se incrementa el contenido de aluminio y fierro en la fracción arcilla, disminuye la capacidad total de intercambio.

La relación sílice/sesquióxido es:

$$\frac{\% \text{ SiO}_2}{\text{P.M. SiO}_2}$$

$$\frac{\% \text{ Al}_2\text{O}_3}{\text{P.M. Al}_2\text{O}_3} + \frac{\% \text{ Fe}_2\text{O}_3}{\text{P.M. Fe}_2\text{O}_3}$$

P.M. = Peso molecular.

Las funciones que realizan las arcillas en los suelos son las siguientes:

1. Las arcillas minerales son primordialmente coloidales por su naturaleza y por sus partículas cargadas electronegativamente, lo que les imparte su poder de atracción de iones.
2. Su poder de adsorción les confiere un papel importante en la fertilidad de los suelos, ya que los iones adsorbidos son una fuente de elementos nutritivos para las plantas.
3. La fracción arcilla hace más pesados a los suelos.
4. Las arcillas minerales sirven como agentes cementantes en el desarrollo de la formación de agregados estables.
5. Un contenido alto de arcillas no indica necesariamente características deseables.

Determinación de la Capacidad de Intercambio total de Cationes.

1. Material:

- a. Embudo Buchner de 5 centímetros de diámetro.
- b. Matraz Erlenmeyer para vacío de 550 ml.
- c. Matraz Erlenmeyer de 500 ml.
- d. Vasos de precipitado de 400 ml.
- e. Matraz Kjeldahl de 500 a 800 ml.
- f. Dispositivo de destilación con refrigerante.
- g. Papel filtro No. 40.
- h. Probeta de 500 ml.
- i. Bureta graduada de 50 ml.

2. Reactivos:

- a. Solución de acetato de amonio de pH igual a 7.
- b. Alcohol etílico de 95%.
- c. Cloruro de sodio Q.P.
- d. Granalla de zinc.
- e. Parafina.
- f. Solución de hidróxido de sodio normal.
- g. Ácido bórico Q.P.
- h. Solución de metilo azul de metileno como indicador.
- i. Solución de ácido clorhídrico 0.1N.

3. Procedimiento:

- a. Se pesa una muestra de 10 gramos de suelo.
- b. Se pone la muestra en un embudo Buchner que lleva un papel filtro No. 40 humedecido. El embudo se acopla a un matraz Erlenmeyer para vacío.
- c. Se pasan a través de la muestra 225 ml de solución normal de acetato de amonio de pH igual a 7. Durante toda la extracción se aplica un vacío moderado.
- d. El extracto se pasa a un vaso de precipitados de 400 ml, enjuagando el matraz con agua destilada y juntando el lavado con el extracto.
- e. Para eliminar de la muestra de suelo, que se encuentra en el embudo Buchner, el exceso de acetato de amonio, se pasan 150 ml de alcohol de 95% en pequeñas porciones, dejando escurrir lo más posible y sin que se llegue a cuartear la muestra de suelo, antes de agregar otra porción.
- f. Terminado el lavado con el alcohol, se pasa la muestra de suelo junto con el papel filtro a un matraz Kjeldahl; se agregan 400 ml de agua, 10 gramos de cloruro de sodio, 10 gramos de granalla de zinc, 0.5 gramos de parafina y 20 ml de hidróxido de sodio normal.
- g. Se conecta el matraz Kjeldahl a un aparato de destilación y se usa como receptor un matraz Erlenmeyer de 500 ml que contenga un gramo de ácido bórico en 25 ml de agua destilada y seis gotas de metilo azul de metileno como indicador.
- h. Se titula con ácido clorhídrico 0.1N.

Cálculo:

$$\text{Miliequivalentes por 100 gramos} = \frac{\text{Vol. HCl gastados} \times N \times 100}{10}$$

$$\text{Miliequivalentes por 100 gramos} = \text{Vol. HCl gastados} \times N \times 10$$

Ejemplo:

$$\text{Normalidad del ácido clorhídrico} = 0.105$$

$$\text{Volumen de ácido clorhídrico gastados} = 14.2 \text{ ml}$$

$$\text{meq/100 gr} = 14.2 \times 0.105 \times 10 = 14.910.$$

La capacidad de intercambio catiónico depende del tipo y de la cantidad de la fracción arcilla en el suelo.

XIII. CALCIO Y MAGNESIO

El grado de acidez del suelo y las condiciones fisiológicas que la acompañan, se deben a la ausencia o a la inactividad de ciertos cationes metálicos, especialmente del calcio y magnesio, que tienden a reducir la concentración de hidrogeniones en la solución del suelo.

El estado fisiológico de un suelo ácido se puede corregir agregándole compuestos que contengan calcio y magnesio para modificar el complejo coloidal, ya que a medida que se pierden el calcio y el magnesio del suelo por agotamiento, aumenta gradualmente la acidez.

Desde el punto de vista químico, el término cal se refiere a un solo compuesto: el óxido de calcio; pero en Edafología, este término tiene una acepción más amplia e incluye todos los compuestos de calcio y magnesio utilizados en la práctica, no sólo para elevar el pH de un suelo excesivamente ácido, sino para corregir su estado fisiológico.

Para determinar si un suelo requiere de una encaladura, se acostumbra emplear el método de campo de Comber que consiste en tratar una muestra de suelo en un tubo de ensayo con un volumen aproximadamente doble de una solución alcohólica de sulfocianuro de potasio. Se agita bien y se deja reposar un tiempo apropiado. La intensidad de color rojo del líquido que sobrenada, si el suelo es ácido, es una indicación de la necesidad de cal.

La teoría del ensayo es sencilla. A medida que disminuye el contenido de calcio y magnesio en el suelo, aumenta su acidez, al mismo tiempo aumenta la solubilidad y la actividad del hierro, y estos tres factores están correlacionados entre sí.



En presencia de hierro el sulfocianuro de potasio da un color rojo de sulfocianuro férrico, cuanto más definida es la reacción, mayor se considera la acidez del suelo y, por lo tanto, mayor necesidad de cal requiere el suelo.

Los efectos que se obtienen con las encaladuras se consideran desde tres puntos de vista diferentes:

Efectos físicos. En un suelo ácido se fomenta en parte una estructura granular deseable por la adición de cualquier forma de cal. Esta granulación, se debe en parte a la floculación, pero más a la influencia que tiene la cal sobre las fuerzas bióticas, especialmente las que intervienen en la descomposición de la materia orgánica del suelo y a la síntesis del humus el cual fomenta la granulación.

Efectos químicos. Considerando las reacciones químicas, las encaladuras producen muchas transformaciones complicadas en los suelos. Agregada en cantidades apropiadas reduce la concentración de iones H^+ del suelo y tiende a insolubilizar ciertos cationes metálicos como el aluminio, hierro y manganeso.

El calcio y el magnesio tienen una gran importancia en relación con el fósforo. Al fijar el hierro y el aluminio se reduce la transformación de los fosfatos solubles en combinaciones no asimilables de hierro y de aluminio. Pero, por otro lado, un exceso de cal puede llevar el pH a valores superiores de 7, lo cual facilita la formación de fosfatos de calcio y magnesio no asimilables.

Efectos biológicos. La presencia del calcio y magnesio en los suelos tienen una gran importancia sobre los organismos que transfor-

man la materia orgánica en humus y los compuestos nitrogenados en nitrógeno asimilable aumentando los procesos enzimáticos.

El calcio activo acelera marcadamente la aminación, la amonificación y la oxidación del azufre. Estimula especialmente a las bacterias que fijan el nitrógeno del aire.

La nitrificación, fenómeno biológico importante, exige la presencia de cationes metálicos activos entre los cuales el principal es el calcio; si no existe una proporción adecuada de esta base en el suelo, la mencionada transformación se hace lentamente.²³

La proliferación de la mayoría de los microorganismos del suelo depende tan estrechamente del contenido de calcio y magnesio, que no podrán tener lugar ciertas actividades biológicas si el contenido de estos cationes disminuye a menos de un cierto valor.

Determinación de calcio y magnesio por titulación con versenato (etilendiamino tetraacético).¹⁶

1. *Materiales:*

- a. Mufla
- b. Parrilla eléctrica
- c. Centrífuga
- d. Embudo Buchner de 5 centímetros de diámetro
- e. Papel filtro No. 40
- f. Matraz Erlenmeyer de 500 ml
- g. Matraz Erlenmeyer de 250 ml
- h. Vasos de precipitado de 400 ml
- i. Vasos de precipitado de 50 ml
- j. Policías de hule
- k. Tubos de ensayo con tapón de hule
- l. Bureta graduada de 50 ml.

2. *Reactivos:*

- a. Solución normal de acetato de amonio de pH igual a 7.

A 700 u 800 ml de agua se agregan 57 ml de ácido acético concentrado y luego 68 ml de hidróxido de amonio concentrado. Se diluye a un volumen de un litro y se ajusta el pH a 7 agregando más ácido o hidróxido.

- b. Ácido clorhídrico concentrado
- c. Ácido nítrico concentrado
- d. Solución de ácido clorhídrico al 50%
- e. Solución 0.1N de ácido nítrico

- f. Hidróxido de sodio aproximadamente 4 N.

Se disuelven 160 gramos de hidróxido de sodio en un litro de agua destilada.

- g. Murexida como indicador.

- h. Etilendiamino tetraacético en solución, aproximadamente 0.01N.

Se disuelven 2 gramos de sal sódica etilendiamino tetraacético y 0.05 gramos de cloruro de magnesio con 6 moléculas de agua de cristalización, en agua y se diluye a un litro. Se estandariza la solución contra la solución *i* usando los indicadores *g* y *k*.

- i. Solución estándar 0.01N de cloruro de calcio. Se disuelven 0.500 gramos de carbonato de calcio Q.P. en 10 ml de ácido clorhídrico aproximadamente 3N y se diluye exactamente a un litro.

- j. Solución amortiguadora Buffer.

Se disuelven 67.5 gramos de cloruro de amonio en 570 ml de hidróxido de amonio concentrado y se diluyen a un litro.

- k. Indicador eriocromo negro T.

Se disuelven 0.5 gramos de eriocromo negro T y 45 gramos de hidrocloreto de hidroxilamina en 100 ml de etanol al 95%.

3. *Procedimiento:*

- a. Se pesan 10 gramos de muestra de suelo.
- b. Se pone la muestra en un embudo Buchner que lleva un papel filtro humedecido. El embudo se acopla a un matraz Erlenmeyer para vacío de 500 ml. Se pasan 225 ml de solución normal de acetato de amonio de pH igual a 7. Durante toda la extracción se aplica un vacío moderado.

- c. El extracto se pasa a un vaso de precipitados de 400 ml enjuagando el matraz con agua destilada y juntando el lavado con el extracto.

- d. El extracto se evapora en una parrilla eléctrica empleando un calentamiento bajo. Cuando se ha llegado a unos 10 ml más o menos, se pasa a un vaso de precipitados de 50 ml usando agua destilada y un policía para enjuagar el vaso grande. Los lavados se agregan al vaso chico.

- e. La evaporación se lleva a sequedad en la estufa.

- f. Una vez frío el residuo que se encuentra en el vaso de 50 ml, se le agrega 2 ml de

ácido clorhídrico concentrado y 6 ml de ácido nítrico concentrado.

g. Se lleva a sequedad. Si una vez que terminaron de desprenderse los vapores nitrosos, la solución no queda transparente, se repite el tratamiento anterior las veces que sea necesario.

h. Se continúa el calentamiento por unos 10 minutos más y se pasa el vaso a la mufla donde se calienta a 400°C durante 15 minutos.

i. Se saca el vaso de la mufla y se deja enfriar. El residuo se trata con 3 ml de ácido clorhídrico al 50%. Se evapora a sequedad en la estufa y se continúa el calentamiento 15 minutos más.

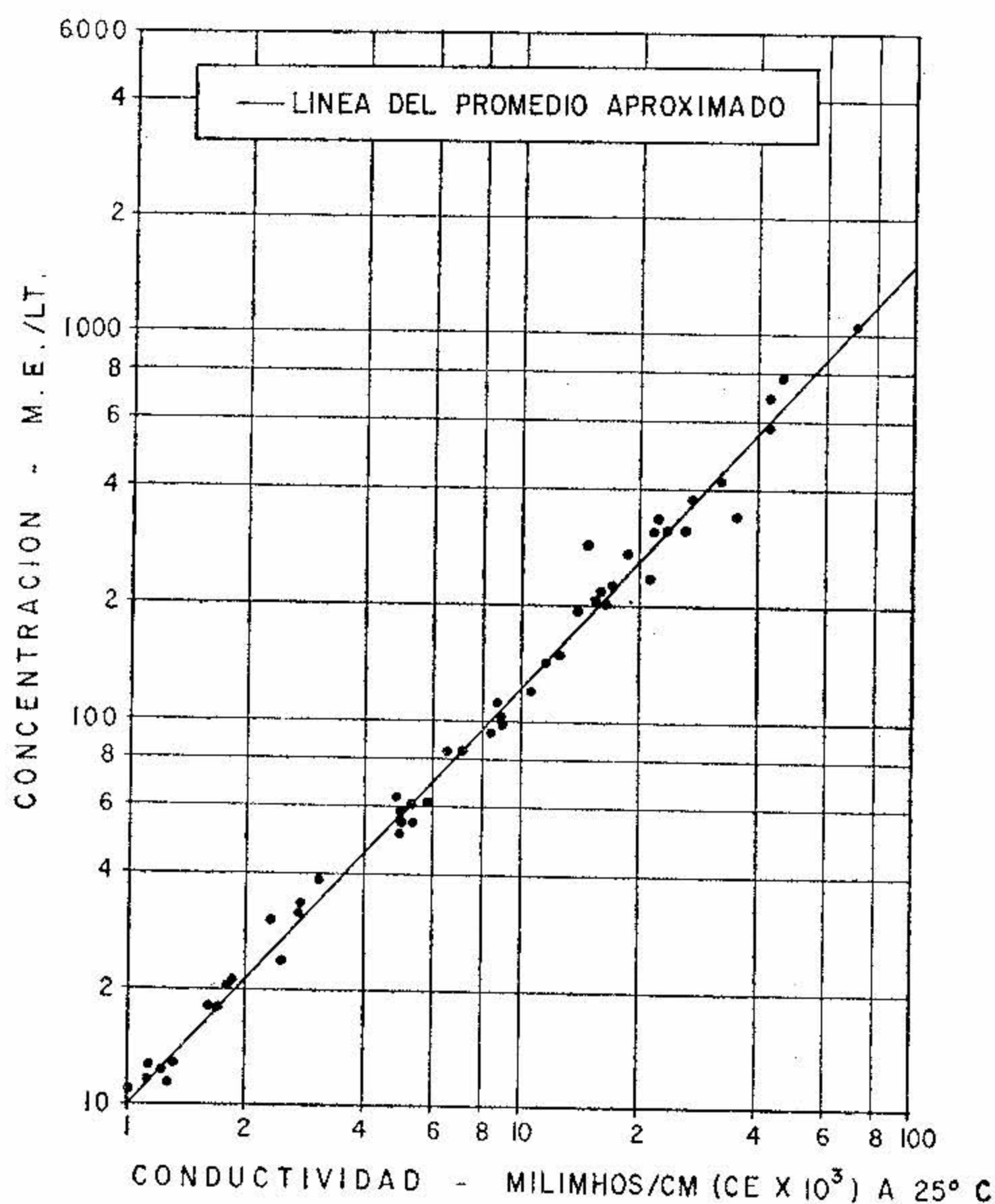
j. Se deja enfriar y se le agregan 10 ml de ácido nítrico 0.1N al vaso, de 2 en 2 ml agitando con un policía de hule para aflojar y disolver las sales, pasándolas a un tubo de centrífuga.

k. Se centrifuga durante 10 minutos. Se decantan los tubos de la centrífuga y se afora a 10 ml en tubos de ensaye, los cuales se tapan y se identifican.

l. Tómesese dos alicuotas de 2 ml cada una, para determinar calcio y calcio más magnesio. Las alicuotas se toman en frascos Erlenmeyer de 200 ml.

ll. A una alicuota se le pone 5 gotas de hidróxido de sodio 4N, unos polvos de murexida como indicador y se titula con versenato de sodio 0.01N para determinar calcio (vire de naranja a morado).

m. A la otra alicuota se le ponen 10 gotas de solución amortiguadora Buffler y unas gotas de eriocromo negro T como indicador. Se titula con versenato de sodio 0.01N para determinar calcio más magnesio (vire de rojo vino a azul plúmbago).



Concentración de los extractos de saturación de los suelos, en miliequivalentes por litro y su relación a conductividad eléctrica.

dibujo: humberto robles ubaldo

Cálculos:

$$\text{meq de Ca o Ca + Mg/l} = V \times N \times 1\,000/\text{ml de muestra.}$$

Ejemplo:

	Murexida	Eriocromo
ml de versenato 0.0102 N gastados:	11.82	21.24

$$\text{meq de Ca/l} = \frac{11.82 \times 0.0102 \times 1\,000}{2} = 60.282$$

$$\text{meq de Ca + Mg/l} = \frac{21.24 \times 0.0102 \times 1\,000}{2} = 108.324$$

$$\text{meq de Mg/l} = 108.324 - 60.282 = 48.042$$

XIV. CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA

La conductividad eléctrica nos da una idea aproximada de la cantidad de sales solubles existentes en el suelo, basándose en la propiedad que tienen las sales, de conducir la electricidad al ionizarse.

A mayor concentración de sales solubles se tiene una mayor conductividad y viceversa.

La conductividad eléctrica, la reacción del suelo (pH) y el porcentaje de sodio intercambiable (PSI), son los datos principales para la caracterización de un suelo salino, sódico o sódico-salino.

Casi siempre se reconocen los suelos salinos por la presencia de costras blancas de sal en la superficie.

Las características químicas de los suelos salinos quedan determinadas principalmente por el tipo y cantidad de sales presentes. La cantidad de sales solubles controla la presión osmótica de la solución del suelo. El sodio rara vez representa más de la mitad del total de los cationes solubles y, por lo tanto, no es adsorbido en forma que sea realmente importante.

Los aniones presentes son, principalmente, sulfatos, cloruros, y a veces nitratos.

	<i>Normal</i>	<i>Salino</i>	<i>Sódico-salino</i>	<i>Sódico no salino</i>
pH	< 8.5	< 8.5	< 8.5	> 8.5
Conductividad	< 4	> 4	> 4	< 4
PSI	< 15	< 15	> 15	> 15

Suelos salinos. El término salino se aplica a suelos cuya conductividad del extracto de saturación es mayor de 4 mmhos/cm a 25°C, con un porcentaje de sodio intercambiable menor de 15 y con un pH menor de 8.5.

Estos suelos corresponden al tipo llamado álcali blanco. En este tipo de suelos, el establecimiento de un drenaje adecuado, permite eliminar por lavado las sales solubles, volviendo normales a estos suelos.³

Suelos sódicos-salinos. Llámense así a aquellos suelos cuya conductividad del extracto de saturación es mayor a 4 mmhos/cm a 25°C y el porcentaje de sodio intercambiable es mayor de 15.

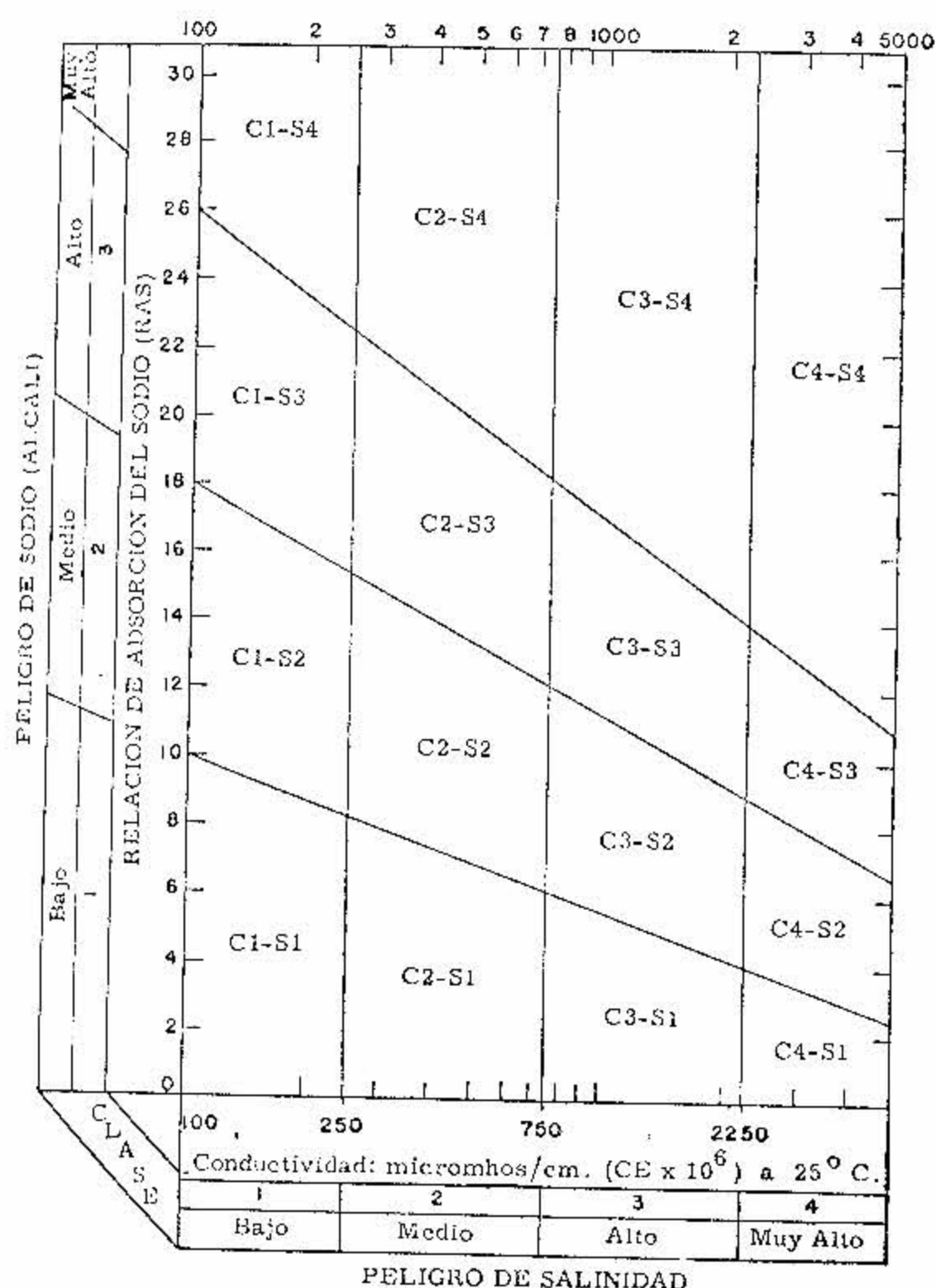
Este tipo de suelos se forman como resultado de los procesos combinados de salinización y acumulación de sodio.

Siempre que contengan un exceso de sales, su apariencia y propiedades son similares a las

de los suelos salinos. Cuando hay exceso de sales el pH rara vez es mayor de 8.5 y las partículas permanecen floculadas. Si el exceso de sales solubles es lavado, las propiedades de estos suelos pueden cambiar notablemente, llegando a ser idénticas a las de los suelos sódicos no salinos.

A medida que la concentración de sales disminuye en la solución, parte del sodio intercambiable se hidroliza para formar hidróxido de sodio, que a su vez, puede convertirse en carbonato de sodio. En cualquier caso, el lavado de un suelo puede hacerlo mucho más alcalino, las partículas se dispersan y el suelo se vuelve desfavorable para la entrada de agua y para las labores de labranza.²⁷

Aun cuando el retorno de las sales solubles puede hacer que baje el pH y restaure las partículas a una condición floculada, el manejo de los suelos sódicos-salinos sigue siendo un problema hasta que se elimina el exceso de sales y de sodio intercambiable de la zona radicular de las plantas y se restablecen las condiciones físicas del suelo.



Suelos sódicos no salinos. Son aquellos suelos cuyo porcentaje de sodio intercambiable es mayor de 15 y la conductividad del extracto de saturación es menor de 4 mmhos/cm a 25°C. El pH generalmente varía entre 8.5 y 10. Estos suelos son llamados de álcali negro y con mucha frecuencia se encuentran en regiones áridas o semiáridas en áreas pequeñas.

Cuando se lavan suelos sódicos-salinos, exentos de yeso, se forman suelos sódicos no salinos, ya que la eliminación del exceso de sales en este tipo de suelos tiende a aumentar el grado de hidrólisis del sodio intercambiable, lo cual frecuentemente eleva el valor del pH.

En los suelos altamente sódicos, la materia orgánica dispersa y disuelta puede depositarse en la superficie por efecto de capilaridad favorecida por la evaporación, causando un ennegrecimiento que da origen al término álcali negro.

Después de algún tiempo, los suelos sódicos no salinos adquieren características morfológicas peculiares. Por la dispersión de la arcilla parcialmente saturada con sodio, es transportada hacia abajo, acumulándose en los niveles inferiores, por lo que a unos cuantos centímetros del suelo superficial se tiene una textura relativamente gruesa y quebradiza y más abajo, que es en donde se acumula la arcilla, el suelo desarrolla una capa de baja permeabilidad con estructura prismática o columnar.

Una concentración alta de sales en la solución del suelo reduce la proporción de absorción de agua por las plantas, y en consecuencia, se retarda el crecimiento de éstas. Este retraso casi siempre se relaciona con la concentración total de sales en la solución del suelo y en parte, es independiente de la clase de sales presente.

Determinación de la conductividad eléctrica.

1. Materiales:

- Puente de conductividad eléctrica, tipo celda de inmersión
- Bomba de succión
- Matraz para vacío
- Embudo Gooch con capacidad suficiente para la pasta saturada con agua de 500 gramos de suelo
- Papel filtro adecuado
- Termómetro

2. Procedimiento:

a. Filtrar la pasta saturada hasta obtener el suficiente extracto para cubrir la celda de inmersión.

b. Poner el extracto en un frasco adecuado e introducir la celda de inmersión teniendo cuidado de que ésta no toque las paredes ni el fondo del recipiente.

c. Ejecutar la lectura de la conductividad eléctrica teniendo cuidado de comprobar ésta haciendo lecturas en el multiplicador: 0.01, 0.1, 1, 10, 100; o bien donde chequen dos lecturas en diferente multiplicador.

$$CE \times 1\,000 \text{ a } 25^{\circ}\text{C} = \frac{K \times ft \times 1\,000}{R} \text{ mmhos/cm}$$

CE = conductividad eléctrica

K = constante del aparato

ft = factor de temperatura

R = resistencia (lectura del puente de CE)

Ejemplo:

Temperatura 22°C

ft = 1.064

K = 1.002378

R = 32

$$CE \times 1\,000 \text{ a } 25^{\circ}\text{C} = \frac{1.002378 \times 1.064 \times 1\,000}{32} = 33.329068 = 33.33 \text{ mmhos/cm}$$

De acuerdo con este resultado, la muestra procede de un suelo con problema salino.

Determinación de sodio intercambiable, a partir de la proporción de sodio adsorbido (PSA).

1. Se usa la concentración de sales totales resultante de la conductividad eléctrica obtenida, haciendo la lectura en la figura 4 del Manual 60 del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América, que nos da: $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} + \text{Na}^{+}$ en meq/l.⁷

2. El sodio adsorbido se obtiene por diferencia empleando la determinación de $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ obtenida por el método del versenato. $(\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} + \text{Na}^{+} - (\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}) = \text{Na}^{+}$ adsorbido en meq/l.

3. El sodio intercambiable se obtiene con la siguiente relación:

$$\text{RSA} = \frac{\text{Na}^{+}}{\sqrt{\frac{\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}}{2}}}$$

Este resultado nos da el porciento de sodio intercambiable cuya interpretación se lee en tabla 25 del Manual 60.

d. Tomar la temperatura del extracto en cuestión.

Cálculos:

$$CE = \frac{K}{R} \text{ mhos/cm}$$

La conductividad obtenida por esta fórmula debe multiplicarse por el factor de corrección de temperatura de la tabla 15 del Manual 60 del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América, obteniéndose la conductividad eléctrica a 25°C .

Para obtener el resultado en mmhos/cm se emplea la fórmula siguiente:

Ejemplo:

meq/l $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} + \text{Na}^{+} = 450$

meq/l $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} = 108$

meq/l $\text{Na}^{+} = 450 - 108 = 342$

$$\text{RSA} = \frac{342}{\sqrt{\frac{108}{2}}} = 44$$

Según este resultado, la muestra acusa problema salino.

XV. GRANDES GRUPOS DE SUELOS

Los conceptos de génesis y clasificación de suelos se basan en tres ideas principales:

1o. La génesis del suelo es un proceso constructivo. En cualquier parte que tenga lugar, siempre actúan los mismos procesos físicos y químicos.

2o. Debido a diferencias de clima y de los materiales originales del suelo, se desprende una variación en la intensidad y en el orden de las acciones formadoras del suelo, especialmente en las últimas etapas del desarrollo.

CUADRO 15

SUELOS SALINOS Y SÓDICOS

Factores por temperatura (f) para la corrección de datos de resistencia
y conductividad en extractos de suelo a la temperatura de 25°C

$$CE_{25} = CE \times f$$

$$CE_{25} = (k/R) \times f \quad R_{25} = R/F$$

°C	°F	f	°C	°F	f	°C	°F	f
3.0	37.4	1.709	22.0	71.6	1.064	29.0	84.2	0.925
4.0	39.2	1.660	22.2	72.0	1.060	29.2	84.6	.921
5.0	41.0	1.613	22.4	72.3	1.055	29.4	84.9	.918
6.0	42.8	1.569	22.6	72.7	1.051	29.6	85.3	.914
7.0	44.6	1.528	22.8	73.0	1.047	29.8	85.6	.911
8.0	46.4	1.488	23.0	73.4	1.043	30.0	86.0	.907
9.0	48.2	1.448	23.2	73.8	1.038	30.2	86.4	.904
10.0	50.0	1.411	23.4	74.1	1.034	30.4	86.7	.901
11.0	51.8	1.375	23.6	74.5	1.029	30.6	87.1	.897
12.0	53.6	1.341	23.8	74.8	1.025	30.8	87.4	.894
13.0	55.4	1.309	24.0	75.2	1.020	31.0	87.8	.890
14.0	57.2	1.277	24.2	75.6	1.016	31.2	88.2	.887
15.0	59.0	1.247	24.4	75.9	1.012	31.4	88.5	.884
16.0	60.8	1.218	24.6	76.3	1.008	31.6	88.9	.880
17.0	62.6	1.189	24.8	76.6	1.004	31.8	89.2	.877
18.0	64.4	1.163	25.0	77.0	1.000	32.0	89.6	.873
18.2	64.8	1.157	25.2	77.4	.996	32.2	90.0	.870
18.4	65.1	1.152	25.4	77.7	.992	32.4	90.3	.867
18.6	65.5	1.147	25.6	78.1	.988	32.6	90.7	.864
18.8	65.8	1.142	25.8	78.5	.983	32.8	91.0	.861
19.0	66.2	1.136	26.0	78.8	.979	33.0	91.4	.858
19.2	66.6	1.131	26.2	79.2	.975	34.0	93.2	.843
19.4	66.9	1.127	26.4	79.5	.971	35.0	95.0	.829
19.6	67.3	1.122	26.6	79.9	.967	36.0	96.8	.815
19.8	67.6	1.117	26.8	80.2	.964	37.0	98.6	.801
20.0	68.0	1.112	27.0	80.6	.960	38.0	100.2	.788
20.2	68.4	1.107	27.2	81.0	.956	39.0	102.2	.775
20.4	68.7	1.102	27.4	81.3	.953	40.0	104.0	.763
20.6	69.1	1.097	27.6	81.7	.950	41.0	105.8	.750
20.8	69.4	1.092	27.8	82.0	.947	42.0	107.6	.739
21.0	69.8	1.087	28.0	82.4	.943	43.0	109.4	.727
21.2	70.2	1.082	28.2	82.8	.940	44.0	111.2	.716
21.4	70.5	1.078	28.4	83.1	.936	45.0	113.0	.705
21.6	70.9	1.073	28.6	83.5	.932	46.0	114.8	.694
21.8	71.2	1.068	28.8	83.8	.929	47.0	116.6	.683

30. Cuando los suelos son jóvenes, la naturaleza geológica original de los materiales del suelo y su situación, son aparentemente las que más determinan los caracteres del suelo. Pero a medida que transcurre el tiempo comienzan a dominar los agentes climáticos.

Los suelos de grandes regiones, muy variables en cuanto a su formación y origen geológico general, después de un tiempo considerable muestran las mismas características si el clima es semejante. Estos grupos de suelos se llaman *zonales*. El clima es el factor más importante para clasificar estos suelos.

Asociados con los suelos zonales se encuentran otros dos grupos: los *intrazonales* y los *azonales*. Los primeros comprenden aquellos suelos que, a pesar del clima y de la vegetación, reflejan la influencia de algún factor local como un drenaje pobre, sales alcalinas, o alguna característica especial heredada o adquirida. Los suelos azonales son aquellos en los que no se observan características normales de perfil; pertenecen a este grupo la mayoría de los suelos aluviales y coluviales.

La distribución geográfica de los suelos azonales está determinada principalmente por el clima y de acuerdo con éste se divide en 5 grandes grupos: de tundra, podzólicos, lateríticos, chernozem y desérticos.

Suelos de Tundra. Estos suelos corresponden al clima ET (Polar de tundra) y presentan

una vegetación característica de musgos, líquenes y arbustos.

La materia orgánica acumulada forma una capa turbosa en la superficie. El subsuelo se encuentra congelado en la mayor parte del año por lo que en ciertas épocas dominan caracteres de pantano con mal drenaje.

Por la congelación y deshielo alternados hay levantamientos en forma de domos que caracterizan el paisaje.

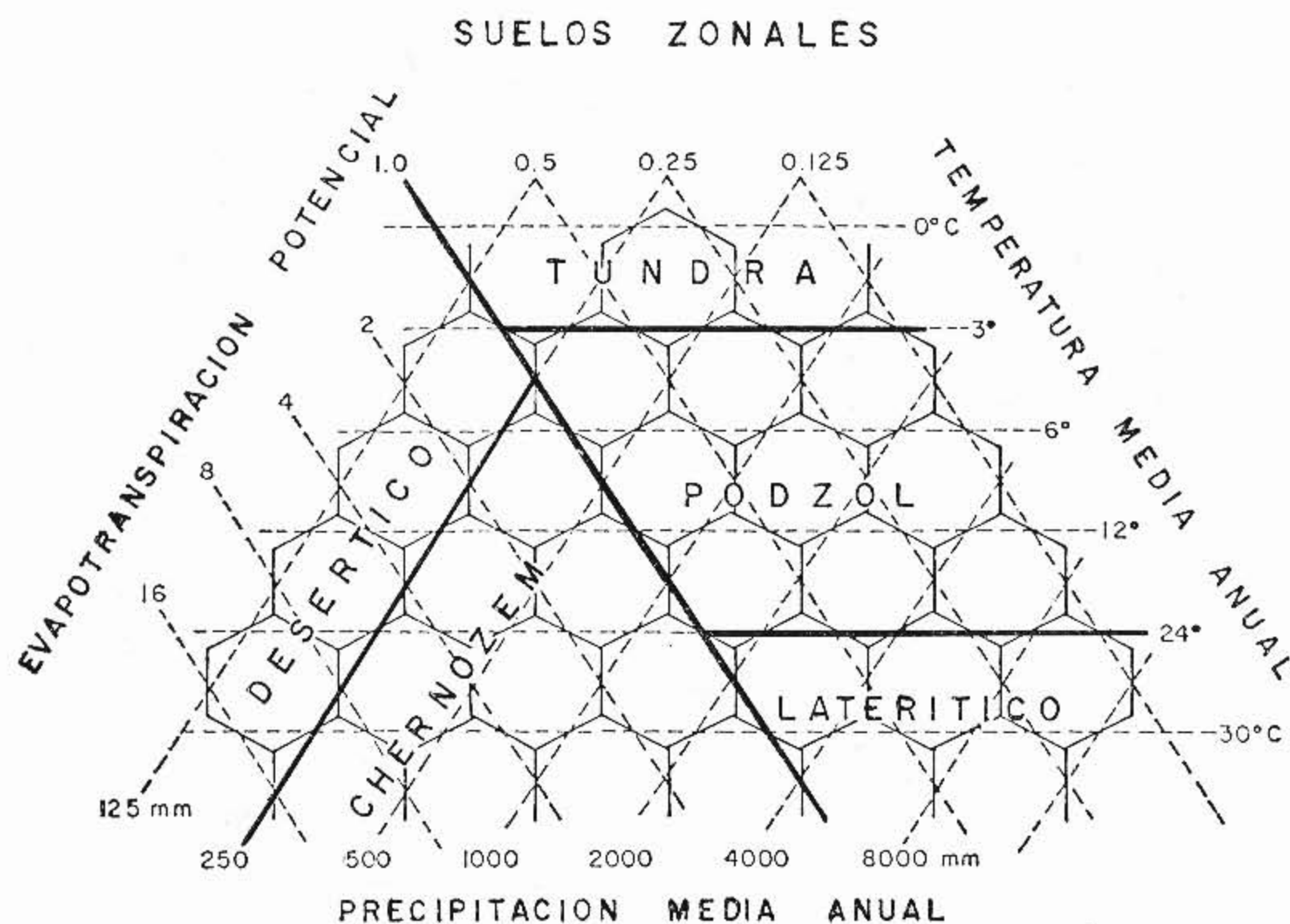
Suelos Podzólicos. Corresponden principalmente a los climas C (templado lluvioso) y D (frío lluvioso).

Por el color gris de estos suelos y su aspecto de ceniza se les ha aplicado el nombre de podzol y se denomina podzolización al conjunto de procesos que tienden a la formación de estos suelos.

La podzolización típica requiere ciertas condiciones: debe haber una cierta relación entre temperatura, precipitación, vegetación y otros factores que favorezcan, ante todo, una abundante acumulación superficial de materia orgánica.

La vegetación más común en este tipo de suelos es la de bosque, aunque con pastos puede efectuarse una débil podzolización.

La descomposición de la materia orgánica produce ácidos con gran poder disolvente. Los hongos son los dedicados a la producción de humus, y la actividad bacteriana es mínima.





Las condiciones del clima son húmedas y, frías o templadas, por lo que el exceso de humedad provoca el agotamiento del suelo. Los ácidos de los horizontes orgánicos, disuelven y eliminan prácticamente todos los carbonatos de las capas minerales, especialmente los de calcio y los de magnesio.

El complejo coloidal del horizonte A resulta así, casi completamente saturado de hidrógeno y extremadamente ácido. En estos suelos, son comunes los pH de 4 a 4.5.

Hay varias gradaciones de podzolización, las más importantes son:

Podzol con turba, característico de regiones frías lluviosas.

Podzol gris café, característico de regiones templadas lluviosas.

Pradera, característico de regiones templadas con una precipitación media.

Suelos Lateríticos. Corresponden principalmente a los climas A (tropical lluvioso) o

Cfa (templado lluvioso, con lluvia todo el año y subtropical).

Con precipitaciones abundantes y temperaturas elevadas, la edafización no solamente es más rápida y ejerce su acción a mayor profundidad, sino que además se coordina en forma tal que lleva a la formación de un producto particular: la laterita, de color rojo ladrillo. Se emplea entonces el término laterización, para éste tipo de formación de material del suelo.

En este proceso, la hidrólisis y la oxidación son muy intensas y los minerales silicatados se destruyen rápidamente. En la génesis laterítica se separan rápidamente las sales solubles de calcio, magnesio, potasio y sodio, eliminándose por lixiviación, y la materia orgánica proveniente de los restos de las plantas y animales puede mineralizarse completamente.

La descomposición de la materia orgánica contribuye a su vez a la de la materia mineral

a expensas de la cual se forman los suelos. Los silicatos sufren a su vez una descomposición y se originan sesquióxidos de aluminio y de fierro, los cuales se acumulan en el suelo dándole tonalidades rojizas o amarillentas.

La destrucción de la materia orgánica es muy rápida separándose las bases de las combinaciones orgánicas, de manera que se aumenta la solubilidad de la sílice y se retarda la de los sesquióxidos de fierro y aluminio que son los que le dan al suelo su aspecto característico.

Los tipos principales de suelos lateríticos son:

Laterita, característico de regiones muy cálidas y muy lluviosas.

Suelos rojos, de regiones cálidas y lluviosas.

Suelos amarillos, de regiones templadas lluviosas subtropicales.

Suelos Chernozem. Corresponden principalmente a climas templados con una estación seca bien definida. Presentan la característica de tener una acumulación de carbonato de calcio en el horizonte B.

A medida que la humedad disminuye, es menor la presencia de sesquióxidos de fierro y aluminio, aumentando la formación de carbonato de calcio.

Cuando la humedad es moderada y la vegetación normal, el nivel de humus es de gran espesor, mientras que en el caso en que el clima es seco, el espesor del humus es menor y el de la capa de carbonato de calcio aumenta y se acerca a la superficie.

De esta manera, en la periferia de las regiones secas, donde la humedad es moderada, surgen los suelos negros o chernozem.

El horizonte B de estos suelos es ligeramente alcalino y normalmente de color amarillento con manchas blancas de carbonato de calcio.

Suelos Desérticos. Estos suelos reciben una precipitación máxima de 250 milímetros de lluvia al año y su vegetación natural es esteparia.

Debido a la escasa precipitación, estos suelos contienen una proporción de materia orgánica mucho menor que los chernozem, y la acumulación de carbonatos se encuentra más cerca de la superficie, a veces en el horizonte A, de manera que las capas superficiales son alcalinas.

En las regiones de clima seco, se forman círculos de suelos que tienen como caracterís-

tica un horizonte en el cual se encuentra una acumulación de carbonato de calcio, siendo los de la periferia de color castaño, por lo que reciben el nombre de *Chesnut*, en los que la capa de humus es de poco espesor y el carbonato de calcio está cerca de la superficie.

Le siguen suelos grises, llamados *sierozem*, en los que la capa de humus es de escasos centímetros, estando el carbonato de calcio muy cerca de la superficie, al grado de que la erosión puede dejar al descubierto esta capa.

Las características principales y la distribución geográfica de los grandes grupos de suelos en la República Mexicana son las siguientes:

1. *Suelos de Ando.* Se localizan en las elevaciones más importantes de la República Mexicana, a partir de los 3 000 metros de altitud, principalmente en las que forman parte del Sistema Volcánico Transversal como son: Nevado de Colima 4 304 m; Tancítaro 3 400 m; Nevado de Toluca 4 558 m; Ajusco 3 952 m; Popocatepetl 5 452 m; Iztaccíhuatl 5 286 m; La Malinche 4 960 m y Pico de Orizaba 5 757 m.

Según Wright³⁹ y Swindale²² las propiedades de los suelos de Ando son las siguientes:

a. Presentan perfiles profundos muy a menudo con clara estratificación producto de la deposición, y normalmente friables en la parte superior.

b. Las capas superiores del suelo tienen espesores hasta de un metro y color pardo-oscuro a negro. Contienen compuestos húmicos que son relativamente resistentes a la descomposición microbiana.

c. La agregación estructural es débil y porosa, pudiéndose destruir fácilmente.

d. Casi no hay adherencia ni plasticidad en húmedo, excepto en las capas estratificadas más antiguas y profundas, pero al secarse completamente las partículas de suelo tardan en remojarse y pueden flotar en el agua.

e. Los valores del pH, son mayores de 5.0, raramente presentan valores inferiores.

f. Tienen un alto contenido de materia orgánica en la capa superficial la que varía de 5 a 20%.

g. Sostienen una vegetación de bosques mixtos (coníferas, encinos y gramíneas).

Los rasgos señalados se aplican generalmente a los suelos de este grupo en otras partes del

Mundo pero en México se encuentran suelos de Ando con una gran variedad de colores.

2. *Suelos tropicales de tipo laterítico*. Se localizan en las cuencas hidrográficas de los ríos Grijalva, Coatzacoalcos y Papaloapan y en la península de Yucatán.

Estos suelos corresponden principalmente a climas tropicales húmedos y templados subtropicales con lluvias todo el año.

Con precipitaciones abundantes y temperaturas elevadas, la edafización no solamente es más rápida y ejerce su acción a mayor profundidad, sino que además se coordina en forma tal que lleva a la formación de un producto particular: la laterita. Se emplea entonces el término laterización, para este tipo de formación de material del suelo.

En este proceso, la hidrólisis y la oxidación son muy intensas y los minerales silicatados se destruyen rápidamente. En la génesis laterítica se separan rápidamente las sales solubles de calcio, magnesio, potasio y sodio, eliminándose por lixiviación, y la materia orgánica proveniente de los restos de las plantas y animales pueden mineralizarse completamente.

La descomposición de la materia orgánica contribuye a la de la materia mineral a expensas de la cual se forman los suelos. Los silicatos sufren a su vez una descomposición y se originan sesquióxidos de fierro y aluminio, los cuales se acumulan en el suelo dándole tonalidades rojizas o amarillentas.

La destrucción de la materia orgánica es muy rápida separándose las bases de las combinaciones orgánicas, de manera que se aumenta la solubilidad de la sílice y se retarda la de los sesquióxidos de fierro y aluminio que son los que le dan al suelo su aspecto característico.

3. *Suelos podzólicos*. En la República Mexicana este tipo de suelos se localizan en las regiones montañosas. En el Sistema Volcánico Transversal que se extiende en la parte central del país, en la Sierra Madre Occidental, en la Sierra Madre del Sur y en la Sierra Madre de Chiapas.

Estos suelos corresponden, principalmente, a los climas templados y fríos húmedos. Por el color gris de estos suelos y su aspecto de ceniza se les ha aplicado el nombre de podzol y se denomina podzolización al conjunto de

procesos que tienden a la formación de estos suelos.

La podzolización típica requiere ciertas condiciones: debe haber una cierta relación entre temperatura, precipitación, vegetación y otros factores que favorezcan, ante todo, una abundante acumulación superficial de materia orgánica.

La vegetación más común en este tipo de suelos es la de bosque, aunque con gramíneas puede efectuarse una débil podzolización.

La descomposición de la materia orgánica produce ácidos con gran poder disolvente. La producción de humus, se realiza por medio de los hongos.

Los climas son húmedos, templados y fríos, por lo que el exceso de precipitación provoca el agotamiento del suelo. Los ácidos de los horizontes orgánicos, disuelven y eliminan prácticamente todos los carbonatos de las capas minerales, especialmente calcio y magnesio.

El complejo coloidal del horizonte A resulta así, casi completamente saturado de hidrógeno y extremadamente ácido. En estos suelos son comunes los pH de 4 a 4.5.

4. *Suelos de pradera*. En México existen dos regiones principales donde se encuentran este tipo de suelos. Una a lo largo de la costa del Pacífico, desde el Oeste de Jalisco hasta el Este de Oaxaca; y la otra, en tierras del Estado de Veracruz que comienzan al Sur del Río Pánuco y se extienden hasta el centro de la entidad.

Estos suelos son considerados como semipodzólicos, su clima es más cálido que el de los podzólicos y como la vegetación es básicamente de gramíneas, los suelos presentan características diferentes.

Su horizonte A es generalmente profundo, cuyo color varía de color pardo grisáceo a pardo rojizo, con una diversidad de flora microorgánica activa. La estructura del horizonte superficial es generalmente granular por la influencia de la vegetación.

El contenido de calcio intercambiable es alto a pesar de la acidez manifiesta, y hay poco movimiento descendente del hierro y de la alúmina.

El horizonte B muestra generalmente una cierta acumulación de arcilla y a veces tiene

una estructura terronosa que no siempre ayuda al drenaje. Es de color pardusco con una transición gradual a la roca madre, normalmente rica en cal.

En general, los suelos de pradera en la República Mexicana son característicos de zonas tropicales y estuvieron cubiertos de bosques tropicales, los que favorecieron el desarrollo de una cubierta de gran espesor de humus. Al desaparecer la vegetación arbórea y utilizarse estas tierras para cultivo o para praderas, el horizonte de humus se ha ido adelgazando paulatinamente.

5. *Suelos negros subtropicales*.²⁵ Se localizan en zonas de transición a suelos podzólicos en la Sierra Madre Occidental, en la Sierra Madre del Sur, en el Sistema Volcánico Transversal y en el Sur de la Altiplanicie Mexicana.

Estos suelos corresponden principalmente a climas templados con una estación seca bien definida. La característica fundamental es la de una acumulación de carbonatos de calcio en el horizonte B.

A medida que la humedad disminuye, es menor la presencia de sesquióxidos de fierro y aluminio, aumentando la formación de carbonato de calcio.

Cuando la humedad es moderada y la vegetación normal, el nivel de humus es de gran espesor y cuando el clima es seco, el espesor de humus es menor y el de la capa de carbonato aumenta y se acerca a la superficie.

De esta manera, en la periferia de las regiones secas, donde la humedad es moderada, surgen los suelos negros. El horizonte B de estos suelos es ligeramente alcalino y normalmente de color amarillento con manchas blancas de carbonato de calcio.

Los suelos negros son agrícolas por excelencia por la gran cantidad de nutrientes que poseen.

6. *Suelos castaños o chesnut*. Se encuentran, principalmente, en la sierra de San Pedro Mártir en el Estado de Baja California; en las sierras de Terras, Vallecillos y de Chávez en el Estado de Sonora; en la llanura costera de Sinaloa; en la vertiente oriental de la Sierra Madre Occidental en los Estados de Chihuahua y Durango; y en la cuenca hidrográfica austral del río Bravo o Grande del Norte.

Estos suelos reciben una precipitación muy escasa durante el año y su vegetación natural es de matorral espinoso y cactáceas.

Debido a la escasa lluvia, estos suelos contienen una proporción de materia orgánica mucho menor que los chernozem, y la acumulación de carbonatos se encuentra más cerca de la superficie a veces en el horizonte A, de manera que las capas superficiales son alcalinas.

Estos suelos son aptos para la agricultura mediante sistemas de riego y técnicas protectionistas que evitan sobre todo, la erosión cólica que es la amenaza principal en estas regiones.

7. *Suelos desérticos o sierozem*. Se localizan principalmente en la península de Baja California, en la vertiente occidental de la Sierra Madre Occidental que corresponde al Estado de Sonora y en la Altiplanicie Mexicana.

En las regiones de clima seco, se forman círculos de suelos que tienen como característica un horizonte en el cual se encuentra una acumulación de carbonatos, siendo los de la periferia de color castaño claro. Le siguen los suelos grises o sierozem, en los que la capa de humus es de escasos centímetros o casi no existe, estando los carbonatos muy cerca de la superficie, al grado de que la erosión puede dejar al descubierto esta capa.

La vegetación que sostienen estos suelos es de selva baja espinosa con plantas suculentas. Pueden cultivarse sólo donde es posible el riego; su uso principal es para pastoreo de ganado caprino.

8. *Suelos in-situ de montaña*. Estos suelos son típicos de la República Mexicana, principalmente en las montañas que alcanzan una elevación mayor de 3 000 metros, aun cuando es posible encontrar estos suelos a mayor altitud en el centro del país y a más bajas elevaciones en algunas regiones del norte.

Por lo general, los suelos de montaña tienen un perfil que se caracteriza por un horizonte superior de humus que descansa sobre la roca madre.

En estos suelos se desarrollan bosques de pino-encino, correspondiendo a las regiones más elevadas el predominio de los pinos.

9. *Suelos con horizonte de gley*. En las regiones donde se dificulta el drenaje de las

aguas, se forman suelos que presentan un horizonte de gley con un contenido muy alto de humus.

En la República Mexicana se presentan en las zonas costeras principalmente en el Sur del

Golfo de México y en el Sur del Golfo de Tehuantepec. En el interior del país se encuentran en localidades muy reducidas como en la ciénega de Zacapu, Michoacán y en otras regiones similares.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Albrecht, W. A. Loss of Soil organic matter and its restoration U.S.D.A. Soil and Men, 1957, U.S.A.
2. Alderfer, R. B. y Merkle, F. G. Soil structure. Soil Science, Vol. 51, 1941, U.S.A.
3. Bower, C. A. y Fireman, M. Saline and Alkali Soils. Yearbook of Agriculture, 1958, U.S.A.
4. Bornemisza, E. y Bonett, J. A. Conceptos modernos en fertilidad de suelos. Reunión Latinoamericana de Fitotecnia, 1964, Perú.
5. Daza, B. J. Comparación de cinco métodos químicos para la determinación de fósforo aprovechable en algunos suelos tropicales. I.I.C.A. Vol. 15, Núm. 3, 1965, Costa Rica.
6. Departamento de Agricultura de E.U.A. Conozca el suelo que usted trabaja. Boletín de Información Agrícola Núm. 267, 1965, México.
7. ———. Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Manual de Agricultura Núm. 60, 1954, México.
8. Duchaufour, P. H. Précis de pedologie. Masson et Cie, 1960, Francia.
9. Erickson, A. L. Preparación del terreno. I.I.C.A., 1957, Costa Rica.
10. Fuentes, A. L. La materia coloidal mineral en los suelos. Instituto de Geografía, UNAM, 1967, México.
11. Fuentes, A. R. Experimento de enmendantes químicos para reducir el carácter Buffer de un suelo carente de drenaje. Esc. Sup. de Agr. "Antonio Narro", 1966, México.
12. González, G. A. Introducción al estudio de los suelos. Banco Nac. de Crédito Agrícola, 1941, México.
13. González, M. A. Técnicas de análisis de suelos. I.I.C.A., 1967, Costa Rica.
14. Hardy, F. Muestreo del suelo. I.I.C.A., 1962, Costa Rica.
15. Jackson, M. L. Análisis químico de suelos. Ed. Omega, 1964, España.
16. Knight, H. Soil macronutrient elements, distribution, forms and methods of analysis. Departamento Forestal, 1964, U.S.A.
17. Lyttleton, L. T. y Buckman, H. O. Edafología. Cía. Ed. Continental, 1958, México.
18. Olsen, S. R., et al. Estimation of available phosphorus in soils by extraction with sodium bicarbonate. U.S.D.A., Circ. Núm. 939, 1954, U.S.A.
19. Pelletier, P. El fósforo nutriente vegetal. Bol. de Guanos y Fertilizantes, Núm. 29, 1961, México.
20. Saiz del Río, J. F. y Bornemisza, E. Análisis químico de suelos, métodos de laboratorio para diagnosis de fertilidad. I.I.C.A., 1961, Costa Rica.
21. Schreiner, O. y Brown, B. E. Soil nitrogen, U.S.D.A. Yearbook, 1938, U.S.A.
22. Swindale, L. D. The properties of soil derived from volcanic ash, World Soil, Resources Report OEA, 1964, U.S.A.
23. Teuscher y Adler. El suelo y su fertilidad. Cía. Ed. Continental, 1964, México.
24. Troug, E. The determination of the readily available phosphorus of soils. Agronomy Journal, 1930, U.S.A.
25. Vivó, J. A. La conquista de nuestro suelo. Ed. de la Cámara Nac. de la Ind. de Transformación, 1958, México.
26. ———. Geografía física. Ed. Herrero, S. A., 1967, México.
27. Wadleigh, C. H. y Fireman, M. Salt distribution under furrow and basin irrigated cotton and its effect on water removal. Soil Science, Vol. 13, 1948, U.S.A.
28. Walkely, A. y Black, J. A. Determination of soil organic matter. Soil Science, Vol. 63, 1947, U.S.A.
29. Wallace, T. Essential points in the nutrition of plants. Chemical Publishing Co., 1939, U.S.A.
30. Wright, A. C. The andosols or humic allophane soils of south america, World Soil, Resources Report OEA, 1964, U.S.A.