

18
29

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Estudios Superiores "Cuautitlán"



Fundamentos y Calibración de Cinco Técnicas para la Determinación de la Capacidad de Intercambio Catiónico Total, en Cuatro Suelos Distintos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO AGRICOLA
P R E S E N T A N
ALMA HERNANDEZ LECHUGA
JOSE MARTIN TORREZ FRANCO

Asesor de Tesis: Q. Celia Elena Valencia Islas



V N A M

Cuautitlán Izcalli, Estado de México,

1989



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

INDICE GENERAL

	Página
1 INTRODUCCION.....	1
1.1 Objetivos.....	3
1.2 Hipótesis.....	4
2 REVISION DE LITERATURA	
2.1 Intercambio Iónico.....	5
2.1.1 Importancia del Intercambio Iónico.....	7
2.1.2 Antecedentes Históricos del Estudio del Fenómeno de Intercambio.....	9
2.2 Fracción Coloidal del Suelo.....	10
2.2.1 Coloides Inorgánicos, Propiedades y Característi- cas.....	13
2.2.1.1 Definición y Clasificación de las Arcillas Si- licatadas.....	14
2.2.1.1.1 Arcillas Silicatadas Cristalinas.....	15
2.2.1.1.1.1 Origen.....	16
2.2.1.1.1.2 Naturaleza.....	17
2.2.1.1.1.3 Grupos Principales.....	20
2.2.1.1.1.3.1 Grupo de la Caolinita.....	21
2.2.1.1.1.3.2 Grupo de la Montmorillonita.....	22
2.2.1.1.1.3.3 Grupo de la Illita.....	24
2.2.1.1.1.3.4 Grupo de la Vermiculita.....	25
2.2.1.1.2 Arcillas Silicatadas Amorfas (Alófono)...	26
2.2.1.2 Sesquióxidos de Hierro y Aluminio.....	28
2.2.2 Coloides Orgánicos, Propiedades y Características.	29
2.2.2.1 Humus.....	33

	Página
2.2.2.2 Constitución y Propiedades del Humus.....	35
2.3 Capacidad de Intercambio Catiónico Total (CICCT).....	39
2.3.1 Definición Características e Importancia de los Intercambiadores.....	43
2.3.2 Cationes Cambiables y Orden de Selectividad de los Distintos Intercambiadores.....	44
2.3.3 Origen de las Cargas Negativas en los Intercambiadores.....	50
2.3.3.1 Sustitución Isomórfica.....	50
2.3.3.2 Iones de Oxígeno en los Bordos de Arcilla....	51
2.3.3.3 Hidrógeno Ionizado Proveniente de Iones de Sesquióxidos de Hierro y Aluminio.....	53
2.3.3.4 Hidrógeno Ionizado de Materiales Orgánicos....	54
2.3.4 Características del Fenómeno de Intercambio Catiónico.....	55
2.3.5 Entidades en las que se lleva a cabo el Intercambio Catiónico en el Suelo.....	59
2.4 El Suelo como Intercambiador.....	64
2.5 El Intercambio Catiónico en Distintos Tipos de Suelos.	70
2.5.1 Ácidos.....	71
2.5.2 Alkalinos.....	73
2.5.3 Anodo.....	75
2.5.4 Neutro.....	77
2.6 Determinación del Intercambio Catiónico.....	80
2.6.1 Analíticas.....	81
2.6.2 Matemáticas.....	90

2.6.3 Consideraciones para la Selección de los Métodos para la Determinación de la CICT.....	92
2.7 Aplicación del Valor de la CICT.....	96
2.7.1 Grado Relativo de Intemperización del Suelo.....	96
2.7.2 Significación en Nutrición Agronómica y Forestal..	97
2.7.3 Prácticas de Ingeniería.....	97
2.7.4 Índice de Fertilidad.....	99
2.7.5 Clasificación.....	100
3 PARTE EXPERIMENTAL	
3.1 Diseño Experimental.....	108
3.2 Materiales y Métodos.....	110
3.2.1 Percolación con Cloruro de Calcio (CaCl_2) y Cloruro de Sodio (NaCl).....	112
3.2.2 Centrifugación con Acetato de Sodio (NaOAc), pH 8.2.....	113
3.2.3 Centrifugación con Calcio-Sodio-BDTA.....	114
3.2.4 Centrifugación con Cloruro de Bario (BaCl_2)-Trietanolamina (TEA).....	116
3.2.5 Destilación por Macro-Kjeldahl.....	117
4 RESULTADOS.....	120
5 ANALISIS ESTADISTICO DE LOS RESULTADOS.....	126
6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	159
7 BIBLIOGRAFIA.....	162

INDICE DE FIGURAS
Y CUADROS

FIGURAS:	Página
Fig. No. 1. Representación Esquemática de los Procesos de Formación de las Arcillas.....	27
Fig. No. 2. Arcillas más Comunes y Algunas de sus Propiedades.....	28
Fig. No. 3. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo ácido en m.e./100 g de suelo, (promedios).....	137
Fig. No. 4. Valores de la CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo alcalino en m.e./100 g de suelo, (promedios).....	138
Fig. No. 5. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo de ando en m.e./100 g de suelo, (promedios).....	139
Fig. No. 6. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el intercambiador caolinita en m.e./100 g de arcilla, (promedios)...	140
Fig. No. 7. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo neutro en m.e./100 g de suelo, (promedios).....	141
Fig. No. 8. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo ácido en m.e./100 g de suelo.....	142
Fig. No. 9. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo alcalino en m.e./100 g de suelo.....	143
Fig. No.10. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo de ando en m.e./100 g de suelo.....	144

FIGURAS:

Página

Fig. No. 11. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el intercambiador caolinita en m.e./100 g de arcilla.....	145
Fig. No. 12. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo neutro en m.e./100 g de suelo.....	146

CUADROS:

C. No. 1. Límites de la CICT que marca la FAO, según Duchaufour (1977) y Fitz Patrick (1984); (recopilación).....	104
C. No. 2. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo ácido en m.e./100 g de suelo, (resultados).....	121
C. No. 3. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo alcalino en m.e./100 g de suelo, (resultados).....	122
C. No. 4. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo de ando en m.e./100 g de suelo, (resultados).....	123
C. No. 5. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el intercambiador caolinita en m.e./100 g de arcilla, (resultados)..	124
C. No. 6. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo neutro en m.e./100 g de suelo, (resultados).....	125
C. No. 7. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo ácido en m.e./100 g de suelo, (análisis).....	127

CUADROS:

Página

C. No. 8. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo alcalino en m.e./100 g de suelo, (análisis).....	128
C. No. 9. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo de ando en m.e./100 g de suelo, (análisis).....	129
C. No. 10. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el intercambiador caolinita en m.e./100 g de arcilla, (análisis)....	130
C. No. 11. Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo neutro en m.e./100 g de suelo, (análisis).....	131
C. No. 12. Análisis de Varianza y Prueba de Tukey con distinto número de repeticiones para el suelo ácido en m.e./100 g de suelo.....	132
C. No. 13. Análisis de Varianza y Prueba de Tukey con igual número de repeticiones para el suelo alcalino en m.e./100 g de suelo.....	133
C. No. 14. Análisis de Varianza y Prueba de Tukey con distinto número de repeticiones para el suelo de ando en m.e./100 g de suelo.....	134
C. No. 15. Análisis de Varianza y Prueba de Tukey con igual número de repeticiones para el intercambiador caolinita en m.e./100 g de arcilla.....	135
C. No. 16. Análisis de Varianza y Prueba de Tukey con igual número de repeticiones para el suelo neutro en m.e./100 g de suelo.....	136
C. No. 17. Intervalos de Confianza (al 95% y 99%) de la CICT (en m.e./100 g de suelo) en las	

CUADROS:

Página

diferentes técnicas, para los distintos suelos.....	147
C. No. 18. Valores obtenidos en la Determinación del pH, Textura y Materia Orgánica.....	148

1 INTRODUCCION

Junto con la fotosíntesis, las reacciones de intercambio iónico (en especial el intercambio de cationes) son las reacciones químicas más importantes en todo el dominio de la agricultura y de gran relevancia en la naturaleza. De hecho, varios autores han demostrado que la capacidad del suelo para intercambiar cationes es el mejor índice de la fertilidad del suelo.

El intercambio iónico permite deducir la fertilidad de los suelos y alterar algunas de sus propiedades físicas para corregir así, alguna deficiencia que este presente. Las cantidades de cationes en la solución del suelo están íntimamente ligadas a los iones intercambiables, y cualquier cambio en la concentración de un catión en la solución, obliga a un cambio en las propiedades de los iones intercambiables, (Primo Yúfera, 1973).

Si consideramos al suelo como un sistema polidisperso y en constante movimiento y cambio (Ortega, 1978), y a la Capacidad de Intercambio Catiónico Total (CICT) como la responsable de estos fenómenos, tenemos que el suelo adquiere o tiene cualidades primordiales que le permiten llevar a cabo la absorción de nutrimentos, captación de agua y el progreso de la vida misma, tanto de los microorganismos como de los vegetales; por tal razón, la CICT en el suelo requiere de determinaciones veraces o por lo menos valores de ésta que se asemejen a los del campo; para traernos como consecuencia un mayor y mejor manejo en el aprovechamiento del mismo.

1 INTRODUCCION

Junto con la fotosíntesis, las reacciones de intercambio iónico (en especial el intercambio de cationes) son las reacciones químicas más importantes en todo el dominio de la agricultura y de gran relevancia en la naturaleza. De hecho, varios autores han demostrado que la capacidad del suelo para intercambiar cationes es el mejor índice de la fertilidad del suelo.

El intercambio iónico permite deducir la fertilidad de los suelos y alterar algunas de sus propiedades físicas para corregir así, alguna deficiencia que este presente. Las cantidades de cationes en la solución del suelo están íntimamente ligadas a los iones intercambiables, y cualquier cambio en la concentración de un catión en la solución, obliga a un cambio en las propiedades de los iones intercambiables, (Primo Yúfera, 1973).

Si consideramos al suelo como un sistema polidisperso y en constante movimiento y cambio (Ortega, 1978), y a la Capacidad de Intercambio Catiónico Total (CIC_T) como la responsable de estos fenómenos, tenemos que el suelo adquiere o tiene cualidades primordiales que le permiten llevar a cabo la absorción de nutrientes, captación de agua y el progreso de la vida misma, tanto de los microorganismos como de los vegetales; por tal razón, la CIC_T en el suelo requiere de determinaciones veraces o por lo menos valores de ésta que se asemejen a los del campo; para traernos como consecuencia un mayor y mejor manejo en el aprovechamiento del mismo.

Si bien es cierto que se han dado avances en varias áreas de la agricultura, observamos que en el área de suelos dichos avances no han ocurrido como se debiera, ya que se ha olvidado a la CICT.

En México la investigación de este proceso se lleva a cabo tomando como "modelo" lo que se ha realizado en otros países, siendo así que la mayoría de las técnicas que existen para determinarla son muy sofisticadas o no se adecúan a las condiciones y recursos de los laboratorios de nuestro país. Uno de los aspectos importantes que hay que recalcar es que los métodos y valores de CICT que retoman los investigadores como "universales", no son los adecuados debido a que estos se desarrollaron bajo condiciones es pecíficas, las cuales difieren de los tipos de suelo en estudio. Con base en lo anterior, y para la elaboración de este trabajo de tesis, se escogieron las técnicas con más posibilidades de aplicarlas en los laboratorios de la FES-CUAUHTILAN.

Este trabajo surge al ver que no existe un parámetro estándar para medir la CICT, se propone aportar qué técnica es la más adecuada para determinar la CIC, ya que en la carrera de Ingeniería Agrícola, uno de los problemas que se presenta para los alumnos es que los valores de capacidad no concuerdan con los valores de otros tipos de determinaciones, y se requiere saber qué tan vá lido es este valor para retomarlo como una medida del índice de fertilidad; y con bases bibliográficas llegar al conocimiento del fenómeno de la Capacidad de Intercambio Catiónico Total.

1.1 OBJETIVOS

- A partir de cuatro suelos (ácido, alcalino, neutro y de ando) y una arcilla (caolinita), probar cinco técnicas que se seleccionarán de acuerdo a recursos y medios existentes en los laboratorios de Suelos de la F.E.S.- Cuautitlán considerando tiempo, exactitud y precisión.
- Determinar las ventajas y desventajas que ofrece la técnica elegida y analizar los resultados de cada una de éstas a nivel analítico y estadístico.
- Determinar si alguna de las técnicas seleccionadas puede ser considerada como "universal" para todos los suelos utilizados.

1.2 HIPOTESIS

- Existen varias técnicas para determinar la CICT, pero una de éstas se podrá utilizar para todos los tipos de suelos estudiados.
- La caolinita por ser una arcilla que posee una composición química bien definida y la cual no es tan compleja como la de los suelos; su valor de CICT deberá ser constante no importando la técnica utilizada, y puede ser empleada como patrón o testigo.

bio de cationes, por los grupos carboxílicos y demás grupos de carácter negativo. Los grupos positivos actúan como puntos de intercambio de aniones, pero son mucho menos abundantes.

Se llama capacidad total de cambio de los suelos a la cantidad de iones que pueden colocarse en las porciones de intercambio, expresada en miliequivalentes por cien gramos de suelo. El intercambio iónico engloba al intercambio catiónico y al aniónico, pero la capacidad de cambio que se considera fundamentalmente, es la de cationes. Al aplicar a los suelos las leyes del intercambio iónico se pueden explicar y deducir los fenómenos que en él tienen lugar.

Papadakis (1980) menciona que la capacidad de intercambio se debe a las arcillas y a la materia orgánica; y que ambos forman complejos organo-minerales, pero la materia orgánica generalmente disminuye con la profundidad del suelo, por lo tanto, en el horizonte superficial la capacidad de intercambio es mineral-orgánica; mientras que en los horizontes inferiores es principalmente mineral, y en los horizontes orgánicos, la capacidad de intercambio orgánica puede ser más importante que la mineral.

La capacidad mineral de intercambio se debe casi exclusivamente a las arcillas, pero no se limita a la fracción inferior a 0.002 mm; el limo tiene a veces capacidad considerable de intercambio. Las arcillas amorfas de los suelos volcánicos tienen capacidad de intercambio muy elevada. Las arcillas 2:1 (illíticas de los suelos de climas templados y secos) tienen menor capacidad. Y todavía menor es la capacidad de intercambio de los suelos con ar

cillas de tipo 1:1 (caolinita de los ultisoles y oxisoles de los países tropicales).

Fitz Patrick (1984), coincide con Tamhane et al, (1983) en que las cargas negativas son de dos tipos: permanentes y dependientes del pH. Las cargas permanentes ocurren en arcillas silicatadas y resultan del reemplazo isomórfico dentro de la estructura de la arcilla y son mayores en las arcillas de tipo 2:1. Las cargas dependientes del pH, como es el complejo de filosilicatos sesquióxidos, están directamente relacionados con la variación del pH del suelo. Con valores bajos de pH, la carga y por tanto la capacidad de intercambio catiónico es baja, pero aumenta al elevarse el pH.

2.1.1 Importancia del Intercambio Iónico

Ortega (1978) menciona que entre los procesos físicos y químicos íntimamente relacionados con el intercambio iónico se encuentran los siguientes: intemperismo de minerales, absorción de nutrientes por las plantas, percolación de electrolitos, etc. Por lo tanto, este fenómeno debe considerarse como uno de los procesos más importantes que toman lugar en el suelo.

Una gran capacidad de intercambio iónico en los suelos se considera una característica importante (Primo Yúfera, 1973), ya que supone la posibilidad de tener un depósito de iones nutritivos, de forma que puedan ser cedidos a la solución salina del suelo, a medida que son consumidos ésta por las plantas.

Debido a la propiedad de intercambio de cationes, los elemen-

tos solubles de los fertilizantes no son lavados del suelo, ya que de otro modo las pérdidas por lixiviación de los nutrientes disponibles serían inmensas y el empleo de fertilizantes solubles en agua resultaría ser de importancia dudosa.

El predominio de cationes deseables como el calcio en el complejo de intercambio produce condiciones físicas deseables e influye favorablemente en las actividades microbianas, de amonificación y nitrificación.

Las clases de cationes presentes en el complejo de intercambio también afectan el pH de la solución del suelo, por ejemplo, una arcilla sódica es generalmente alcalina y una arcilla hidrogenada es ácida. Es bien sabido que el pH afecta a la disponibilidad de varios nutrientes, así el conocimiento del intercambio iónico ayuda a la recuperación de suelos ácidos, salinos y alcalinos (Tamhane et al, 1983).

Papadakis (1980), dice que la capacidad de intercambio es la característica más importante del suelo. Gracias a ella las raíces de las plantas toman del suelo nutrientes minerales que las plantas necesitan. La capacidad de intercambio de un suelo varía según con el método de su determinación.

Es muy importante la influencia de la capacidad de intercambio sobre la neutralización de las toxinas de Pickering, debido a que las raíces de las plantas excretan toxinas, que son dañinas para cualquier raíz, aún para la que las excretó; las raíces buscan siempre espacio no ocupado y el crecimiento depende del espacio disponible. Un suelo con gran capacidad de intercambio puede absor

ber y destruir por oxidación mayor cantidad de toxinas. Por lo tanto la productividad de un suelo aumenta con la capacidad de intercambio iónico.

Fitz Patrick (1984) considera que la capacidad de intercambio de cationes del perfil del suelo puede ser usada como criterio de diferenciación en la clasificación de suelos.

2.1.2 Antecedentes Históricos del Estudio del Fenómeno de Intercambio

Thompson en 1849, trató de determinar si:

- El amonio adsorbido por un suelo podría ser lixiviado por el agua de lluvia.
- Si distintos suelos tenían diferente poder de absorción para el amonio.
- Si este poder era extensivo, no sólo para el amonio sino para el sulfato de amonio. Sus resultados indicaron que los tres puntos que él trataba de corroborar resultaron ser correctos.

Way (1852) trató de investigar qué clase de sustancia era responsable del proceso de adsorción e intercambio en los suelos. De acuerdo con sus resultados experimentales concluye que son los aluminosilicatos de sodio y potasio los causantes de este proceso y aún más, él establece el poder reemplazante de las bases en el siguiente orden: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ .

Peters (1860), demostró que los suelos pueden contener aparte del calcio intercambiable, iones de magnesio y sodio, y que el -

reemplazamiento de ellos estaba también influenciado por la concentración de la solución y la relación suelo:solución, este mismo autor también cambia el orden del poder reemplazante de los iones, principalmente por lo que respecta al magnesio, al amonio y al sodio, e indica que dicho orden es: Mg^{2+} , NH_4^+ y Na^+ .

Las investigaciones de Hendricks y Fry, así como las de Kelly Dore, Bray, Giesiking y Brow, demostraron la importancia del material coloidal de naturaleza cristalina en los suelos, e iniciaron una investigación más organizada del proceso de intercambio iónico (citados por Ortega, 1978).

2.2 Fracción Coloidal del Suelo, Propiedades y Características

Los sistemas coloidales incluyen uno o más de sus componentes que tienen por lo menos una dimensión entre 10^{-7} a 10^{-5} cm, es decir, contienen macromoléculas o pequeñas partículas.

No se puede decir que una sustancia sea estrictamente un coloide porque éste implica: un estado de la materia y, por lo menos dos componentes o fases, por eso no tendremos una sustancia coloidal, sino un sistema coloidal.

Ya que el sistema coloidal es un sistema heterogéneo, es necesario distinguir entre sustancia dispersada y el medio en el cual está dispersado este material (dispersante).

Los factores que contribuyen más a la extraordinaria naturaleza de un sistema coloidal son:

- Tamaño de la partícula.
- Forma y deflexibilidad de la partícula.
- Propiedades de superficie (incluyendo propiedades eléctricas).
- Interacciones entre partícula y solvente.

Un coloide se caracteriza por:

- Atravesar los filtros.
- Presentar movimiento Browniano.
- Presentar el fenómeno de Tyndall (dispersión de luz).
- Presentar carga eléctrica.
- Absorber partículas.
- Flocular (los coloides que se unen se precipitan).
- Absorber humedad (retienen humedad).
- Presentar área (superficie grande).

En el suelo existen dos tipos de coloides: los coloides inorgánicos y, los coloides orgánicos. Estos dos tipos de coloides existen en mezcla o en un complejo muy estrecho y es difícil separar sus propiedades. Los coloides inorgánicos se presentan casi exclusivamente como arcillas de clases diversas; a excepción de las argenas puras, todos los suelos contienen partículas de tamaño coloidal; Tamhane et al, (1983).

Aunque las arcillas presentan una estructura cristalina muy fina, poseen como el humus, propiedades particulares debidas a sus cargas eléctricas, que condicionan su estado en las soluciones del suelo, ya sea en estado disperso, al repelerse mutuamente las moléculas de la misma carga; o ya sea en estado floculado, cuando las cargas están neutralizadas. En este último caso, las moléculas se

aglomeran unas a otras y constituyen un cemento que puede soldar entre ellas las partículas más gruesas (limos e incluso arenas); éste es el origen de los agregados, cuya formación asegura al suelo una estructura favorable. En los suelos las propiedades ligadas a las cargas eléctricas de las partículas finas son llamadas con frecuencia "propiedades coloidales", aunque este término sea en realidad impropio.

Según la naturaleza de las cargas se distinguen en el suelo dos grandes tipos de coloides:

- Los coloides electropositivos, o basoides, están cargados positivamente. Son hidratos de fierro e hidratos de aluminio (llamados con frecuencia, sesquióxidos); se comportan como bases débiles, se dispersan en medio ácido y flocculan en medio alcalino.

- Los coloides electronegativos, o acidoides, están cargados negativamente (son los más abundantes en el suelo). Comprenden a las arcillas mineralógicas, a los geles minerales complejos y finalmente a los ácidos húmicos. Tienen propiedades de ácidos débiles dispersos en medio alcalino, flocculan en medio ácido.

Según su afinidad por el agua, se subdividen en dos grupos:

- Los coloides hidrófobos o suspensoides, tales como las arcillas, cuyas moléculas están rodeadas de una capa delgada de agua.

- Los coloides hidrófilos o liófilos (emulsoides), tales como los ácidos húmicos, presentan una capa espesa de agua, llamada de "solvatación", alrededor de las moléculas; Duchaufour et al, (1978).

2.2.1 Coloides Inorgánicos, Propiedades y Características

Dentro de sus propiedades y características se encuentran:

- Actúan como sustancias amortiguadoras.
- Absorben metabolitos tóxicos.
- Absorben antibióticos.
- Inmovilizan cationes orgánicos.
- Protegen físicamente a microorganismos (habitat).
- Absorben los elementos nutritivos: PO_4^{3-} , HPO_4^{2-} , K^+ , Na^+ , etc., (tanto positivos como negativos).
- Constituyen el cemento de los agregados más o menos gruesos (naturaleza física).
- Confieren al suelo su estructura de la cual, va a depender sus relaciones con el aire y con el agua.
- Confieren al suelo sus propiedades de elasticidad, plasticidad, consistencia, (Valencia Islas, 1984).

Dentro de las arcillas que conforman a los coloides inorgánicos, se mencionan los más representativos de cada uno de los grupos existentes (Ortiz Villanueva, 1984); dichos grupos se describirán en acápites posteriores.

Arcillas Silicatadas	}	Grupo de la Caolinita	{	Caolinita Dickrita Anauxita Haloisita Metahaloisita	
		Grupo de la Montmorillonita	{	Montmorillonita Beidellita Nontronita Hectorita Saponita	
		Grupo de la Illita o de las Micas Hidratadas	{	Muscovita Seladonita Biotita Filita Glauconita Serospatita	} menos álcalis, más agua
		Grupo de la Vermiculita	{	Clorita Vermiculita Sepiolita Atapulgita	
Arcillas no Silicatadas			{	Sesquióxidos de fierro y alumi- nio	

2.2.1.1 Definición y Clasificación de las Arcillas Silicatadas

Las arcillas (la porción mineral activa de los suelos), son dominantemente coloidales y cristalinas. El término "arcilla" tiene tres significados en el vocabulario de los suelos:

- Es un nombre para minerales de composición específica.
- Es una clase textural.
- Es una fracción compuesta de partículas con un diámetro efec

tivo menor de 2 micrones,¹ (Donahue et al, 1981).

Las arcillas son partículas de tamaño menor a 2 mm y predominan en los suelos conocidos como arcillosos. Las arenas y limos son de material primario difícil de intemperizar, mientras que las arcillas son de material secundario ya intemperizado, (Cajuste, - 1977).

La clasificación de las arcillas se basa esencialmente en su estructura química y microcristalina, en particular en los caracteres siguientes:

- Estructura de los estratos. Los tipos de estratos dependen de si corresponde a las arcillas 1:1 ó a las arcillas del tipo 2:1

- Espesor de los estratos. Dicho espesor puede ser constante o variable, medidos en Angström (Å).²

- Sustitución de las capas (cargas eléctricas). Pueden existir sustituciones de átomos, ya sea en las capas tetraédricas, ya en las octaédricas. Las sustituciones explican propiedades electroiónicas de las arcillas, principalmente su "capacidad de cambio" y "capacidad de fijación" de los iones entre los estratos, (Duchaufour et al, 1978).

2.2.1.1.1 Arcillas Silicatadas Cristalinas

Cajuste (1977) al hablar sobre los silicatos, indica que son

¹Un micrón (μ) es igual a 0.001 mm que equivale a 0.04 pulgadas. Por tanto 25.400 μ es igual a 1.0 pulgada.

²Angström, Unidad. (Å) es igual a 10^{-8} cm.

compuestos constituyentes de las rocas y a su vez del suelo, y tienen gran importancia debido a su presencia en el intercambio iónico. La unidad básica de la estructura de los minerales silicatos es el tetraedro silíceo (SiO_4^-).

El exceso de carga negativa del tetraedro de sílice se satisface con otros cationes, generalmente en coordinación octaédrica con el oxígeno del tetraedro del sílice y en algunos casos como hidroxilos (OH^-). Tales cationes entran en la estructura de las cadenas dobles y en los silicatos laminares. Los cationes más grandes (K^+ , Na^+ y Ca^{2+}) suelen colocarse en posiciones donde el número de coordinación es más grande que seis.

Existen dos tipos principales de silicatos laminares, los de relación 1:1 y los de relación 2:1. Los primeros derivan su nombre del hecho de que los silicatos 1:1 están compuestos de dos capas de cationes (rodeados por supuesto de aniones). Una capa está formada de iones Si^{4+} en coordinación tetraédrica con O^{-2} llamada capa de silicio o capa tetraédrica. La otra capa está formada de cationes, generalmente Al^{3+} ó Mg^{2+} , cada uno en coordinación octaédrica con dos oxígenos apicales del tetraedro de silicio y cuatro iones hidroxilos, ésta es la llamada capa de aluminio o capa octaédrica.

2.2.1.1.1.1 Origen

Los minerales de arcilla son más que todo nuevos minerales formados de productos solubles de minerales primarios; han forma-

do nuevos cristales y pueden ser considerados minerales secundarios, (Donahue et al, 1981).

Los minerales arcillosos generalmente se desarrollan a partir de los inosilicatos (piroxenos y anfíboles), de los filosilicatos (micas) y de los feldespatos. La transformación de los minerales mencionados, en minerales arcillosos ocurre en un principio por dos procesos:

- La transformación o alteración de su estructura por reemplazos isomórficos, disolución de iones interlaminares, pérdida de iones centrales en tetraedros u octaedros y desintegración consecuente de los minerales a partículas de tamaño coloidal.

- Descomposición de los minerales primarios hasta sus componentes iónicos con una recristalización subsecuente, (Passbender, 1975).

El origen de las cargas negativas de los coloides minerales (arcillas) puede explicarse a partir de tres mecanismos:

- 1o. Sustitución isomórfica.
- 2o. La disociación de los iones H^+ de los radicales OH^- expuestos en las aristas de las arcillas.
- 3o. La ruptura de ligamentos en las aristas de las arcillas, (Ortiz Villanueva, 1984).

2.2.1.1.1.2 Naturaleza

La mayoría de las arcillas son cristalinas; esto es, tienen una definitiva y repetida ordenación de los átomos de que están

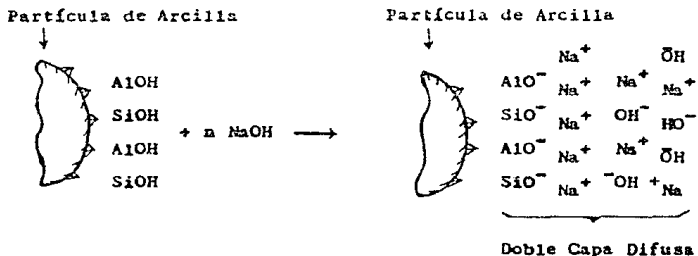
compuestas, presentando planos de átomos con enlaces iónicos, que es la atracción de átomos cargados positiva y negativamente. Una partícula de arcilla está compuesta de muchas capas arregladas como un "paquete de barajas". Unas pocas arcillas tienen oxígeno y otros átomos menos arreglados y se denominan materiales amorfos. Las arcillas tienen carga negativa neta (Donahue et al, 1981), la cual atraerá y retendrá cationes positivos, tales como: potasio (K^+), sodio (Na^+), amonio (NH_4^+), calcio (Ca^{2+}), magnesio (Mg^{2+}) e hidrógeno (H^+); Ortega (1978).

Un fenómeno de gran importancia, es la formación de la Doble Capa Difusa en la superficie de las partículas coloidales, en donde se acumulan los iones de carga contraria; con ello se forma un gradiente de concentración de los mismos y, como consecuencia también un gradiente de potencial debido al movimiento térmico (Primo Yúfera, 1973); los iones intercambiables están distribuidos en un cierto espacio formando dicha capa difusa; cuya estructura está determinada por la densidad de carga de superficie, la clase o tipo de iones intercambiables que están rodeados por moléculas de agua, pudiendo considerarse como que están formando una solución, la cual se le denomina frecuentemente "solución micelar" o "solución interna"; para distinguirla de la externa (la cual contiene electrolitos libres) y se le ha llamado "intermicelar" o "solución externa".

Los iones intercambiables son retenidos en la superficie de intercambio por diferentes tipos de fuerzas electrostáticas, y parece ser que una de ellas son las llamadas fuerzas de Van der -

Waals-London, las cuales consisten en fuerzas atractivas entre las moléculas del solvente que son originadas por atracciones en un dipolo natural y un dipolo inducido, (Ortega, 1978).

Esta capa es doble, porque existe una carga negativa y otra positiva; y es difusa, porque la capa más externa va difuminándose a medida que aumenta la distancia a la partícula.



La doble capa difusa estabiliza los coloides, ya que impide que las partículas coloidales se aproximen unas a otras y precipiten. Cuando se hace desaparecer la doble capa, el coloide coagula. Además la capa difusa es una barrera de potencial que dificulta el tránsito de los iones a través de ella. Las sustancias que facilitan la formación de la capa difusa dificultan el paso de los iones como el H^+ , a través de la misma; Primo Yúfera (1978).

Debido a la forma irregular de las partículas de arcilla y a la desigualdad en la distribución de las cargas, la densidad de carga de superficie (siendo la densidad de carga, la cantidad de iones próximos a la superficie de las partículas) varía no solamente

te con la clase de mineral sino también sobre la misma partícula; Zarzosa (1980).

2.2.1.1.1.3 Grupos Principales

Los minerales arcillosos constituyen una parte muy importante de los productos de meteorización y síntesis. A excepción del alófono los minerales arcillosos son filosilicatos laminares que presentan una estructura atómica tridimensional. Son compuestos de gran plasticidad, tienen la propiedad de intercambiar iones adsorbidos en su superficie y en algunos casos son expandibles.

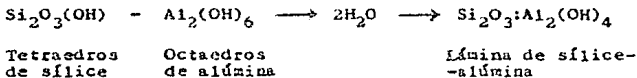
La composición química de los minerales arcillosos varía dentro de grandes límites, inclusive dentro de un mismo mineral. Esto se debe al intercambio isomórfico y a los cationes adsorbidos entre paquetes laminares y en las superficies externas del mineral. Sólo la caolinita y la haloisita tienen una composición química más o menos estable y definida; Fassbender (1975).

Hardy (1970), Ortega (1978), Carbonero (1979), Donahue et al (1981) y Poth D. (1986), coinciden en clasificar a las arcillas de la siguiente manera:

- Con base en las propiedades cristalinas de las arcillas se han definido en forma precisa al grupo de materiales silicatados: caolinita, montmorillonita, illita o micas hidratadas y vermiculita (que incluye a la clorita).
- Entre las arcillas no silicatadas se encuentran los sesquióxidos de fierro y aluminio.

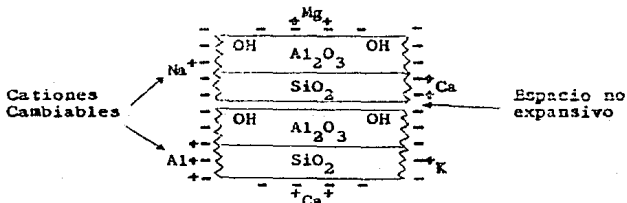
2.2.1.1.1.3.1 Grupo de la Caolinita

La caolinita es un mineral 1:1 que se encuentra formado por placas planas cada una de las cuales consiste de una lámina de tetraedro de sílice con fórmula Si_2O_3 , y una lámina de octaedros de aluminio con fórmula $\text{Al}_2\text{O}_2(\text{OH})_4$. Las placas están unidas por condensación, con eliminación del agua, de la siguiente manera:



Las placas de sílice-alúmina se encuentran separadas por espacios, la distancia entre la lámina de sílice de una placa y la siguiente es de 7.2 \AA . Cuando la estructura está completamente expandida estos espacios están ocupados por moléculas de agua. - Cuando la estructura se ve desprovista de agua por desecamiento, las placas se aproximan entre sí, y por lo tanto, el cristal se contrae. En el caso de la caolinita la contracción no es grande.

Diagrama de un cristal de caolinita; Tamhane et al, (1983).



Características físicas y químicas de la caolinita (Ortiz Villanueva, 1984):

- Alto grado de estabilidad.
- Poca capacidad de contracción y expansión.
- Poca cohesividad.
- Baja capacidad de retención de agua (espacio poroso capilar pequeño).
- Baja capacidad de intercambio de cationes (5-15 m.e./100 g) la cual se explica por el hecho de que la capacidad de cambio está solamente restringida a sus radicales OH situados en la superficie de los cristales y a uniones rotas en sus aristas (la capacidad de intercambio es baja).
- Baja capacidad de fijación de potasio.[&]
- Baja capacidad de fijación de amonio.[&]
- Alta capacidad de fijación de fosfato.[&]

[&]La alta capacidad de fijación de fosfato se explica por el cambio con radicales OH⁻ que en la caolinita existen en abundancia.

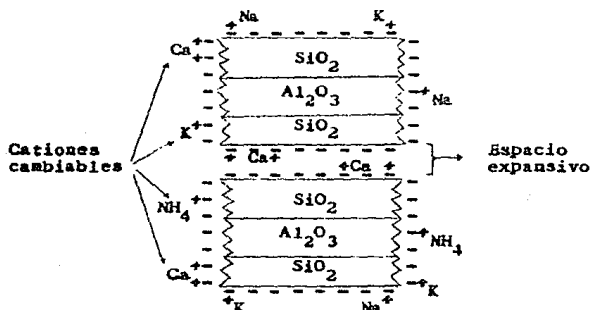
- Alta disponibilidad de calcio y magnesio.
- Baja disponibilidad de calcio y magnesio.
- Baja disponibilidad de fosfato.
- Baja capacidad combinatoria de humus.
- Olor característico a humus.

2.2.1.1.1.3.2 Grupo de la Montmorillonita

La montmorillonita es un mineral 2:1, cada placa consiste en dos láminas de sílice y una de alúmina. Las láminas se unen por

condensación con eliminación de agua (dos moles). Las placas están separadas por espacios mucho más anchos que en la caolinita, 21.4 Å, por lo tanto, la montmorillonita se encoge mucho más al secarse que la caolinita.

Diagrama de un cristal de arcilla montmorillonita (Tambane, 1983).



Características físicas y químicas de la montmorillonita:

- Bajo grado de estabilidad.
- Alta capacidad de expansión y contracción.
- Muy cohesiva.
- Alta capacidad de retención de agua.
- Alta capacidad de intercambio de cationes (15-150 m.e./100 g); Ortega (1978), menciona una capacidad de 60 a 120 m.e./100 g y, Ortíz Villanueva (1984) da una capacidad de 100 m.e./100 g de arcilla.
- Apreciable capacidad de fijación de potasio.&

- Apreciable capacidad de fijación de amonio.⁸

⁸La alta capacidad de intercambio se explica por el hecho de que en la montmorillonita, las sustituciones de aluminio por magnesio o fierro, y de silicio por aluminio, ocurren en las láminas, liberando enlaces de valencias dentro del cristal así como en las aristas.

- Baja capacidad de fijación de fósforo.*

*La baja capacidad de fijación de fósforo se explica por el bajo número de radicales en comparación con la caolinita.

- Baja disponibilidad de calcio y magnesio.
- Alta disponibilidad de potasio.
- Alta disponibilidad de fosfato.
- Alta capacidad contraria de humus.
- Sin olor característico.

2.2.1.1.1.3.3 Grupo de la Illita

La Illita (mica hidratada o hidrómica), se asemeja a la mica en que los iones potasio forman puentes entre placas en lugar de iones OH^- , evitando así la expansión cuando se moja. En la estructura de la mica ha habido sustitución de aluminio por fierro (ferroso) y por magnesio. La glauconita es similar al anterior excepto, que ha habido sustitución de aluminio por fierro (férrico y ferroso) y por magnesio; Carbonero (1979).

Los minerales de la illita fijan nitrógeno en forma de amonio aunque el nitrógeno fijado no es aprovechable por las plantas hasta que el mineral está completamente descompuesto por la meteoriza

ción.

Características físicas y químicas de la illita:

- Baja capacidad de contracción.
- Mediana capacidad de retención de agua.
- Mediana capacidad de cambio de cationes de 15-40 m.e./ 100g

de arcilla.

- Alta capacidad de fijación de potasio.
- Alta capacidad de fijación de amonio.
- Baja capacidad de fijación de fosfato.
- Alta capacidad combinatoria con el humus.

Carbonero (1979) menciona que se diferencia de la montmorillonita por su no susceptibilidad a la expansión intracristalina. Contiene alrededor de un 50% más de iones por unidad de superficie, es un mineral no abundante en los suelos, (Ortiz Villanueva, 1984).

2.2.1.1.1.3.4 Grupo de la Vermiculita

Es un tipo mixto que no se dilata, la estructura consiste de placas alternas con diferente composición. La vermiculita es un mineral de la arcilla de láminas no expandibles, es común en algunos materiales de partida de suelo. Los cristales de vermiculita están formados de capas alternas de mica y de moléculas de agua que se pierden al calentarla a 500 °C. La vermiculita es similar a la illita, pero tiene las capas más débilmente unidas por magnesio hidratado, en vez de iones de potasio. Su capacidad de inter-

cambio de cationes es alta (100-150 m.e./100 g) y puede fijar humus.

Dentro de las características físicas y químicas de la clorita que la diferencian de la vermiculita están:

- Baja capacidad de contracción y expansión.
- Mediana capacidad de retención de agua.
- Mediana capacidad de fijación de fosfato.
- Baja capacidad de fijación de humus.

La clorita es común en muchos suelos. Es una arcilla del tipo 2:2. Una capa de clorita tiene dos tetraedros de silicio, un octaedro de aluminio y un octaedro de magnesio; Donahue et al, (1981). Debido a las características antes mencionadas, algunos autores (Ortega, 1978) consideran el grupo de la clorita como independiente de la vermiculita y otros (Donahue et al, 1981; Ortíz Villanueva, 1984) la consideran en un solo grupo, el de la vermiculita.

2.2.1.1.2 Arcillas Silicatadas Amorfas (Alófono)

Gutiérrez et al, (1983) define a las arcillas amorfas como aquellas que no presentan ningún grado de ordenamiento hacia una estructura cristalina definida; y que por análisis con rayos "γ" (gamma), no presentan planos de difracción.

Las arcillas amorfas son mezclas de sílice y aluminio que no han formado cristales bien orientados. Aún mezclas de otros óxidos meteorizados (óxido de fierro) pueden ser parte de la mezcla. Este tipo de material no ha tenido las condiciones o el tiempo ne

cesario para una buena formación del cristal. Las arcillas amorfas se encuentran en suelos formados por cenizas volcánicas; no están bien caracterizadas pero se presentan en varias cantidades y en muchos suelos. Sus propiedades son muy extrañas, como la de tener alta capacidad de intercambio catiónico. Como todas sus cargas son de iones de hidróxidos (OH^-), pueden ganar un ion positivo o perder el H^+ atrapado, estas arcillas tienen una carga variable que depende de cuanto H^+ hay en la solución (acidez del suelo); Donahue et al, (1981).

Alófano es el término con el cual se designan a las unidades de alúmino-silicatos amorfos de una gran variación en composición, pero conteniendo siempre Al_2O_3 , SiO_2 y H_2O así como cantidades variables de otros constituyentes entre ellos Fe_2O_3 . Ocasionalmente contienen grandes cantidades de P_2O_5 , sin embargo la mayoría de los suelos alofánicos son deficientes en P_2O_5 ; Ortega (1978). El alófano ocurre como el producto de intemperismo de cenizas volcánicas y en suelos superficiales está íntimamente asociado con la fracción húmica. El alófano proporciona una estructura estable lo cual da lugar a una gran permeabilidad, lixiviación exhaustiva y consecuentemente baja fertilidad. Presenta una gran afinidad para fijar fósforo en forma no asimilable por las plantas.

En el alófano los tetraedros de sílice y los octaedros de alúmina están distribuidos al azar y ocasionalmente asociados con otras unidades de sílice y alúmina que se asientan con un arreglo ordenado, resultando un mineral cristalino del tipo de la montmorillonita (Hardy, 1970). El alófano juega un papel directo en la

capacidad tampón del suelo; Carbonero (1979).

2.2.1.2 Sesquióxidos de Hierro y Aluminio

En climas cálidos y húmedos, bajo condiciones de mucho lavado por la lluvia y la meteorización intensiva de minerales, la mayor parte del sílice y del aluminio se lavan. Los materiales que quedan tienen baja solubilidad, son los sesquióxidos también denominados arcillas sesquióxidas; son mezclas de hidróxido de aluminio y óxidos de hierro o hidróxidos de hierro. En latín "sesqui" significa "una y media veces". Los sesquióxidos de hierro y aluminio se pueden escribir: $Al_2O_3 \cdot xH_2O$ y $Fe_2O_3 \cdot xH_2O$, una y media veces más oxígeno que aluminio y hierro. Estos compuestos pueden ser amorfos o cristalinos.

Pequeñas cantidades de estas arcillas se encuentran en muchos suelos, inclusive en suelos poco meteorizados; son predominantes en suelos bien drenados de las áreas tropicales donde una intensa meteorización se ha presentado por años. El óxido de hierro hidratado comúnmente colorea los suelos con sombras rojizas y amarillas.

Estas arcillas no se expanden, no son pegajosas ni se comportan como las arcillas silíceas. Suelos con un 30 a 40% de sesquióxidos pueden absorber el agua como lo hacen las arenas finas. Los sesquióxidos cubren grandes partículas y forman agregados estables.

La mezcla de sesquióxidos y caolinita es poco pegajosa. El

alto porcentaje de hidróxidos de fierro y aluminio originan una enorme superficie para la adsorción de fósforo, formando fosfatos insolubles, que crean alta capacidad de fijación de fósforo; Donahue et al, (1981).

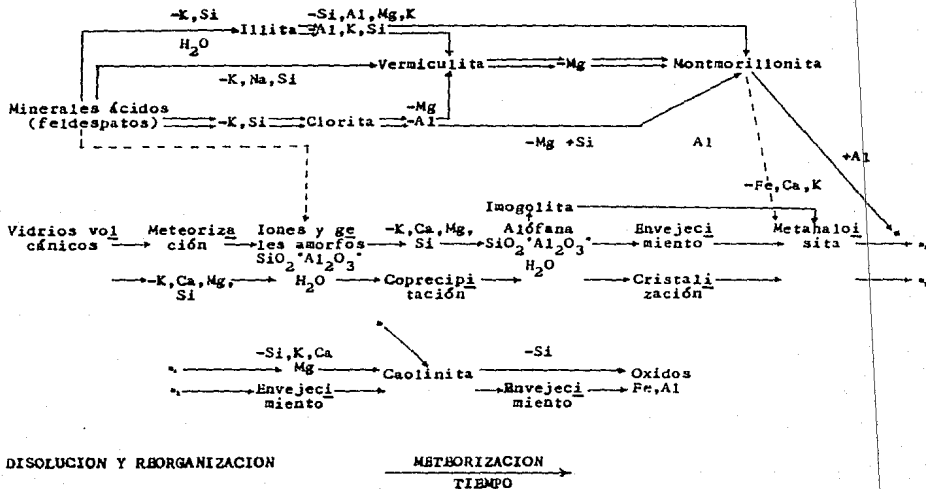
En la figura 1, se muestra la representación esquemática de los procesos de formación de las arcillas; cambios estructurales a partir de feldespatos y disolución y recristalización a partir de vidrios volcánicos. La intemperización de las cenizas volcánicas pueden conducir a la formación de diversos minerales secundarios, pero por regla general, en los suelos jóvenes predominan los minerales amorfos; el alófono y la haloisita (metahaloisita) en los suelos maduros. Las condiciones de intemperización en ambientes húmedos determina que las cenizas volcánicas, bajo condiciones adecuadas de drenaje, se desarrollen con el tiempo, casi invariablemente, una serie mineralógica que comienza con el alófono y concluye con la caolinita; Fassbender (1975).

En la figura 2, se mencionan algunas de las arcillas más comunes y sus propiedades; Donahue et al, (1981).

2.2.2 Coloides Orgánicos, Propiedades y Características

Para la formación de los coloides orgánicos es necesario que exista materia orgánica, la cual está constituida por los compuestos de origen biológico que se presentan en el suelo; dicha materia orgánica dará lugar al humus, que es el que representa las características coloidales.

Figura No. 1.: Representación Esquemática de los Procesos de Formación de las Arcillas
ALTERACION DE LA ESTRUCTURA



30

Fassbender (1975).

Figura No. 2.: Arcillas más Comunes y Algunas de sus Propiedades

Grupo de arcilla y elementos predominantes	Expansión relativa cuando está húmeda	Pegajosidad relativa	Medio en que la arcilla es predominante
Montmorillonita (O, Si, Al)	Alta	Alta	Suelos áridos a húmedos con limitado lavado
Illita (O, Si, Al, K)	Baja	Baja	Áreas subhúmedas y frías roca parental con mica
Vermiculita (O, Si, Al, Mg)	Alta	Moderada	Suelos subhúmedos a húmedos ricos en micas
Clorita (O, Si, Al, K, Mg, Fe)	Ninguna	Ninguna	Arcillas previamente formadas en sedimentos marinos
Caolinita (O, Al, Si)	Casi nada	Poca	Suelos húmedos cálidos a calientes, subhúmedos y húmedos lavados
Sesquióxidos (O, Fe, Al)	Ninguna	Ninguna	Suelos tropicales húmedos, calientes y excesivamente meteorizados
Amorfás (O, Al, Si)	Ninguna	Poca	En cenizas jóvenes y rápidamente meteorizadas

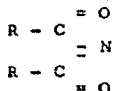
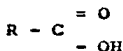
Donahue et al, (1981).

Lambane et al, (1983), menciona que los coloides orgánicos pueden constituir una parte apreciable del contenido coloidal de los suelos. De hecho, en los suelos arenosos pueden formar la parte principal de los coloides. Las propiedades de los coloides orgánicos se ven afectados por la naturaleza de los iones adsorbidos en forma similar a los coloides inorgánicos. Los coloides del humus están compuestos de carbono, hidrógeno, oxígeno y nitrógeno; en lugar de silicio, aluminio y oxígeno como los coloides de la arcilla. Sobre una base de peso, los coloides orgánicos del suelo tienen propiedades de adsorción de 5 a 7 veces más elevadas para el agua y los cationes que los coloides inorgánicos.

Las propiedades de los coloides orgánicos que cita Valencia Islas (1984), son las siguientes:

- Almacenamiento de nutrientes orgánicos (tanto positivos como negativos).
- Absorben sustancias lipofílicas (sustancias solubles en grasas).
- Ayuda a la absorción de iones (tanto positivos como negativos).
- Incorpora sustratos.

Los coloides orgánicos usualmente contienen mayores cantidades de cargas negativas que parecen aumentar con la descomposición de la materia orgánica. Estas cargas electroquímicas pueden originarse de iones H^+ de los grupos carboxílicos, fenólicos e imídicos.



Radical carbonílico

Radical fenólico

Radical imídico

(Ortiz Villanueva, 1984)

2.2.2.1 Humus

El humus es un producto final temporal de la descomposición de los residuos de las plantas y animales (temporal, porque las sustancias orgánicas se descomponen lenta y continuamente). El humus es referido como coloide orgánico y consiste en varias cadenas y lazos de átomos unidos de carbón, (Donahue et al, 1981).

Foth D. (1986) define al humus como el término que se utiliza para referirse a la materia orgánica que ha sufrido una descomposición considerable y es resistente a alteración posterior.

Se debe distinguir entre la materia orgánica poco humificada y el humus mismo. La primera tiene peso específico menor, no está complejada con la arcilla y se le puede separar usando líquidos de peso específico apropiado, además no es soluble en soluciones alcalinas; la materia orgánica poco humificada depende mucho del manejo reciente del suelo y está relacionada con la fertilidad del suelo, (Papadakis, 1980).

Ortega (1981) menciona que el humus es una mezcla, relativa-

mente resistente a la descomposición microbiana, de sustancias co-
loidales azoicas de color café o café oscuro originados a partir
de los tejidos o bien producto de los mecanismos de síntesis de
los microorganismos.

Las sustancias húmicas producen a largo plazo los efectos ta-
les como el mantenimiento de una buena estructura del suelo, au-
mentan la capacidad de intercambio catiónico, regulan el pH y la
capacidad de retención de agua.

Paxbender (1975) considera que el humus está compuesto por
los restos postmortales de vegetales y animales que se encuentran
en el suelo y que están sometidos constantemente a procesos de
descomposición, transformación y asimilación. Los residuos son ob-
jeto de su degradación o descomposición hasta los componentes ele-
mentales de las proteínas, carbohidratos y otros, en el proceso
de la mineralización. Los productos resultantes pueden ser objeto
de nuevos procesos de solubilización y polimerización, dando lugar a
nuevos agregados químicos que reciben el nombre de ácidos húmicos,
de características y propiedades específicas. Este proceso recibe
el nombre de humificación.

El humus tiene cerca del 60% de carbono con algún oxígeno,
5% de nitrógeno y menor cantidad de azufre, fósforo y otros ele-
mentos. Tiene una capacidad de intercambio catiónico en base seca
mucho mayor que las arcillas coloidales. (Donahue et al, 1981)

En la mayor parte de los suelos agrícolas con pH variable neutra-
lidad, la materia orgánica tiene una carga neta negativa y las
reacciones de intercambio catiónico con arcilla son probablemente

TESIS CON
FALLA AL ORIGEN

mente resistente a la descomposición microbiana, de sustancias coloidales asorfas de color café o café oscuro originados a partir de los tejidos o bien producto de los mecanismos de síntesis de los microorganismos.

Las sustancias húmicas generan a largo plazo los efectos tales como el mantenimiento de una buena estructura del suelo, aumentan la capacidad de intercambio catiónico, regulan el pH y la capacidad de retención de agua.

Pasbender (1973) considera que el humus está compuesto por los restos posmortales de vegetales y animales que se encuentran en el suelo y que están sometidos constantemente a procesos de descomposición, transformación y síntesis. Los residuos son objeto de su degradación o descomposición hasta los componentes elementales de las proteínas, carbohidratos y otros, en el proceso de la mineralización. Los productos resultantes pueden ser objeto de nuevos procesos de resíntesis y polimerización, dando lugar a nuevos agregados químicos que reciben el nombre de ácidos húmicos, de características y propiedades específicas. Este proceso recibe el nombre de humificación.

El humus tiene cerca del 60% de carbono con algún oxígeno, 5% de nitrógeno y poca cantidad de azufre, fósforo y otros elementos. Tiene una capacidad de intercambio catiónico bastante alta, mucho mayor que las arcillas coloidales, (Donahue et al, 1981).

En la mayor parte de los suelos agrícolas con pH casi neutro, la materia orgánica tiene una carga neta negativa y las reacciones de intercambio catiónico con arcillas son probablemente

TESIS CON
FALLA AL ORIGEN

inoperantes. Un incremento de la basicidad transforma la carga de la materia orgánica en electronegativa e impide una adsorción cuantitativa importante debido a fuerzas eléctricas repulsivas. Los cationes orgánicos y policationes, tales como proteínas por debajo de su punto isoeléctrico se adsorben en la superficie de la arcilla por un mecanismo de intercambio catiónico. Estas fuerzas electrostáticas son probablemente suplementadas por fuerzas de Van der Waals y por puentes de hidrógeno entre las moléculas orgánicas y la superficie de la arcilla, (Carbonero, 1979).

La clasificación de los humus se basa ante todo en la morfología de los horizontes orgánicos, en donde estos horizontes son la resultante de los procesos fundamentales de la evolución de la materia orgánica, a través de la mineralización o de la humificación.

La base de los procesos de la mineralización y de la humificación no es solamente la actividad microbiana, sino también la actividad animal (lombrices, artrópodos) que condiciona la división mecánica, más o menos intensa, de los restos vegetales, su incorporación a la materia mineral y la formación de complejos organo-minerales, (Duchaufour et al, 1978).

2.2.2.2 Constitución y Propiedades del Humus

El humus es prácticamente insoluble en agua, aunque una parte del mismo puede formar suspensiones coloidales en agua pura; Poth D. (1986). Una de las propiedades más importantes y que caracteri-

za al humus es su contenido de nitrógeno, que de ordinario varía del 3 al 6%, aunque con frecuencia la concentración de nitrógeno puede ser mayor o menor que esas cifras.

El humus también es una reserva importante de fósforo y azufre. La proporción de C:N:P:S en el humus es de alrededor 120:10:1:1. Otra propiedad importante es su elevada capacidad de intercambio de cationes; absorbe grandes cantidades de agua y muestra las propiedades de expansión y contracción. No presenta propiedades tan marcadas de adhesión y cohesión como los coloides minerales y es menos estable debido a que está sujeto a descomposición microbiana; y es un factor de formación de la estructura del suelo.

En esta forma Thompson et al, (1980) dice que la composición química del humus puede considerarse desde el punto de vista de sus constituyentes elementales o de las clases de sus componentes orgánicos que contiene. El humus contiene todos los elementos absorbidos por las plantas pero no en la misma proporción que se encuentran en los tejidos vegetales. Algunos cationes monovalentes, como el sodio y el potasio, se lavan fácilmente de la materia orgánica muerta porque no se integran en compuestos orgánicos mediante enlaces covalentes. Estos cationes retornan pronto, ya sea a la parte mineral del suelo, ya sea a la parte viva de la materia orgánica.

Papadakis (1980), indica que se pueden distinguir varios tipos de humus:

- Humus formado en ambientes bien aireados:

Mull: Se encuentra en suelos neutros, bien provistos de calcio bajo vegetación gramínea y/o cultivos de cereales; tienen la relación C/N estrecha (alrededor de 10); la saturación con bases es completa (alrededor del 100%) se combina fácilmente con la arcilla, forma complejos humo-arcillosos.

Se encuentra también en suelos más ácidos (pH 5.5), bajo bosques de hojas caducas; pero se combina menos bien con la arcilla; y se le puede considerar como intermedio entre Mor y Moder.

Moder: Se encuentra en suelos ácidos (pH 4 a 5), pobres en bases, bajo bosque que contiene esencias coníferas; tiene relación C/N más amplia (15-25); la saturación con bases es solamente del 10 al 20%.

Mor: Formado en suelos ácidos (pH 3.5-4.5), bajo bosque conífero; tiene relación C/N amplia (25); la saturación con bases es inferior al 10%.

- Humus formado en ambiente anaeróbico:

Anmoor: Formado en ambiente transitoriamente saturado de agua; tiene estructura masiva y plástica, la materia orgánica y la arcilla están íntimamente mezcladas menos del 30% de materia orgánica, relación C/N inferior a 20. Se puede distinguir el anmoor ácido y el anmoor cálcico, bien saturado con calcio.

Turba: Formado en ambiente continuamente saturado de agua, tiene estructura fibrosa, la mayor parte de la materia orgánica no está íntimamente ligada con la arcilla; el contenido de materia orgánica, supera el 30%. Se puede distinguir la turba oligotrófica (de Sphagnum) con pH 3.5 a 4.0, saturación con bases menor

menor al 10%, relación C/N 30 a 40, más de 30% de la materia orgánica poco humificada, es pobre en cenizas y nitrógeno. Y la turba mesotrófica (de cañas cyperáceas, etc.); el pH es neutro (7.0 a 7.5), la saturación de bases es casi completa, la relación C/N 15 a 30, más de 30% de la materia orgánica poco humificada es rica en cenizas y lignina.

En la materia orgánica humificada se puede distinguir entre ácidos fúlvicos y húmicos; los ácidos húmicos son de color más oscuro y son más polimerizados que los fúlvicos. El Mull es más rico en ácidos húmicos y el Mor en ácidos fúlvicos.

Las condiciones microclimáticas de evolución de los humus en la mineralización y humificación ha llevado a la mayoría de los clasificadores a distinguir concretamente los siguientes humus:

Aerobiosis*	{	Mull
		Moder
		Mor
Anaerobiosis dominante	{	Anmoor (anaerobiosis temporal)
		Turba (anaerobiosis permanente)

* Lo que no excluye la existencia de períodos de anaerobiosis relativa, (Duchaufour et al, 1978).

Los humus antes mencionados poseen capacidades de intercambio iónicas distintas. Respecto al agua absorbida, el total del humus sintetizado de un suelo mineral puede absorber de una atmósfera saturada un 80 a 90% de agua; la arcilla por otra parte puede adquirir así posiblemente sólo del 15 al 20%, (Buckman y Brady,

1977).

Dentro de las características del humus se encuentran:

- Efecto sobre el color del suelo: marrón o negro.
- Influencia sobre las propiedades físicas: granulación aumentada; plasticidad, cohesión, etc (reducidas); capacidad de retención de agua, aumentada.

- Alta capacidad de adsorción de cationes. Dos o tres veces superior a la de los minerales coloidales. Cantidades del 30 al 90% del poder absorbente de los suelos minerales.

- Abastecimiento y asimilación de nutrientes. Fácil reemplazamiento de cationes presentes. Nitrógeno, fósforo y azufre mantenidos en formas orgánicas, (Papadakis, 1980).

2.3 Capacidad de Intercambio Catiónico Total (CICT)

La capacidad de intercambio catiónico se denomina: "Capacidad total de intercambio", "Capacidad de intercambio de bases" o "Capacidad de cambio".

Donahue et al, (1981) definen la CIC como "La cantidad de ca tiones intercambiables por unidad de peso del suelo (base seca), medida en unidades químicas: miliequivalentes por 100 gramos de suelo (m.e./100 g)".

Ortega (1978), define la capacidad de intercambio catiónico como: "La cantidad de especies catiónicas unidas a la superficie a un pH 7.0 (C_7)". Esta capacidad varía ligeramente con la afinidad de adsorción del ion y aumenta con el contenido de los mate-

riales arcillosos y orgánicos. El valor "C₇" de suelos minerales puede variar, de acuerdo a su contenido arcilloso, desde unos cuantos hasta 50 ó 60 miliequivalentes por 100 gramos de suelo.

López y López (1985), indican que los cationes adsorbidos se denominan "Cationes de cambio" ya que pueden ser cualitativamente reemplazados por otros, sin destruir los coloides del suelo por lo que la cantidad de cationes cambiabiles que un suelo es capaz de adsorber, recibirá el nombre de capacidad de intercambio catiónico. Black C. (1975), concluye que la ventaja de este convencionalismo es que permite la suma de distintos cationes intercambiables siempre que se expresen sobre la misma base.

Passbender (1975), menciona que: "El intercambio catiónico incluye a los procesos reversibles por los cuales las partículas sólidas del suelo adsorben iones de la fase acuosa, y desadsorben al mismo tiempo cantidades equivalentes de otros cationes y establecen un equilibrio entre ambas fases". Estos fenómenos se deben a las propiedades específicas del complejo coloidal del suelo que tienen cargas electrostáticas y una gran superficie.

Para González R. (1980), la capacidad de intercambio de cationes es "una expresión del número de sitios de adsorción de cationes por unidad de peso del suelo secado al horno, a 110 °C por 24 horas".

La suma de los cationes Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ y Na⁺ cambiabiles, se denominan bases cambiabiles y su porcentaje dentro de la capacidad total de intercambio, se llama "porcentaje de saturación de bases". Si éste es por ejemplo, 75% indica que la cubierta de los

iones está compuesta en un 75% por Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ y Na^+ , y en un 25% por H^+ , Al^{3+} y otros elementos cambiabiles. El H^+ , Al^{3+} y Mn^{3+} cambiabiles se agrupan bajo el término de "acidez intercambiabile". La suma de acidez y de las bases cambiabiles es la capacidad de intercambio catiónico.

La mayor parte de la CIC del suelo ocurre en las arcillas y humus, con los valores para humus por unidad de peso varias veces mayor que para las arcillas; suelos con alto contenido de humus y arcilla montmorillonita, tendrán altos valores de CIC, Donahue et al, (1981).

Tamhane et al, (1983) mencionan que el intercambio catiónico tiene lugar cuando se agrega cualquier catión en el suelo, como el calcio cuando se emplea cal, el potasio de los fertilizantes potásicos y el amonio del amoniaco anhídrido, del fosfato de amonio o del sulfato de amonio. La CIC de la fracción mineral de los suelos proviene de la disociación de cationes de las superficies minerales, por lo tanto, aumenta según el área superficial del material expuesto en el suelo. El área superficial y la CIC por unidad de peso se incrementa con rapidez cuando el tamaño de las partículas disminuye; por lo tanto, la CIC se concentra en la fracción arcilla debido a su tamaño que tiene, el cual es pequeño.

Donahue et al, (1981), consideran el intercambio catiónico como una reacción importante de la fertilidad del suelo, para corregir acidez y salinidad, en cambios que alteren las propiedades físicas del suelo y como un mecanismo de purificación o alteración de aguas percoladas. Los nutrientes del suelo, calcio, magne

sio y potasio son suministrados a la planta en gran parte en forma de intercambio.

Boul W. et al, (1981) mencionan que la capacidad de un suelo para adsorber o retener cationes y para intercambiar especies de esos iones en reacciones químicas reversibles es una cualidad importante tanto para estudios de nutrición y fertilidad del suelo, como para génesis de los mismos.

Cajuste (1977), menciona que no falta quién considere las reacciones de intercambio como un aspecto secundario en relación con el fenómeno de la fotosíntesis. No obstante, dichas reacciones son extremadamente importantes para el desarrollo de las plantas, especialmente en regiones húmedas. Las razones principales son las siguientes:

- La carga del mineral (o de la materia orgánica) retiene ca tiones solubles en agua, que así pueden resistir el fenómeno de lixiviación (eliminación por lavado), pero como carecen de cohesión suficiente, pueden ser sustituidos por otros cationes en el intercambio, tornándose entonces aprovechables por las plantas.

- La carga responsable de la CIC depende parcialmente del pH y es responsable también de la mayoría de las acciones reguladoras del suelo, sobre todo de suelos no calcáreos.

Las cargas responsables de la capacidad de intercambio son principalmente: la sustitución isomórfica y la carga de las aristas; Wicklander (1964), (citado por Cajuste, 1977).

2.3.1 Definición, Características e Importancia de los Intercambiadores

Un intercambiador está constituido por una red cristalina o macromolecular que lleva cargas fijas positivas o negativas. Las cargas fijas son equilibradas por las de iones "libres" dentro de los poros de la red; a éstos últimos se les denomina contra-iones y ellos son los que pueden ser reemplazados por otros en la reacción de intercambio. Aquí se le dice poros a todos los intersticios de la red, sin considerar su forma geométrica particular.

El número total de cargas que suman los contra-iones, que es igual número de cargas fijas en la red, constituye la capacidad de intercambio del intercambiador. Es por supuesto, una magnitud constante, característica del intercambiador e independiente de la naturaleza del contra-ion.

Este fenómeno de adsorción provoca un aumento en el tamaño del intercambiador (hinchamiento), por lo que el número de contra-iones dentro del intercambiador puede ser superior a la capacidad de intercambio. Este exceso debe compensarse con un número equivalente de iones de carga opuesta, llamados co-iones.

Un intercambiador puede ser más o menos selectivo, es decir, puede tener afinidades más o menos diferentes para diversos iones. Los factores que más influyen sobre la selectividad, son la carga y el tamaño del contra-ion, además la estructura y la naturaleza del intercambiador.

Un intercambiador de iones es un sólido que contiene iones

que pueden intercambiarse con otros provenientes de una solución. Los intercambiadores se clasifican en tres categorías:

- 1o. Los intercambiadores de cationes o catiónicos.
- 2o. Los intercambiadores de aniones o aniónicos.
- 3o. Los intercambiadores anfóteros que pueden, a la vez, intercambiar aniones y cationes, Pitsch (1975).

Las determinaciones de las cantidades y proporciones de los diversos cationes intercambiables que se encuentran en el suelo, son de gran importancia, ya que los cationes intercambiables influyen en forma determinante en sus propiedades físicas y químicas, Aguirre (1979); (citado por González R., 1980).

2.3.2 Cationes Cambiables y Orden de Selectividad de los Distintos Intercambiadores

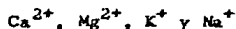
López y López (1985) mencionan que, un catión en el suelo puede existir en tres formas: en solución (disuelto), en forma cambiante y en forma no cambiante; como componente de la porción sólida del suelo. Por ejemplo, la mayor parte del potasio del suelo (un 90%) está en forma no cambiante formando parte de minerales primarios tales como feldespatos, muscovita y biotita. También algunas arcillas (illita, vermiculita, clorita, etc.) poseen potasio no cambiante.

Duchaufour et al, (1978) y Ortega (1981), coinciden en que el factor más importante para determinar la proporción relativa de adsorción o desorción de un ion dado, es su valencia. En gene-

ral, los iones bivalentes se retienen con más fuerza que los iones monovalentes; los iones trivalentes se retienen aún más fuertemente y los cuadrivalentes, prácticamente no pueden ser reemplazados por una cantidad equivalente.

Desde el punto de vista de la descripción de la disponibilidad de nutrimentos, interesan dos parámetros: el de intensidad, que es la actividad iónica de los diferentes elementos presentes en un momento dado en la solución del suelo y el de capacidad que representa la reserva total de un elemento, así como la capacidad de reponer los iones en su solución cuando estos son extraídos por las plantas o lixiviados a través del perfil del suelo.

En los suelos no salinos, el orden de la abundancia de cationes en los sitios de intercambio es el siguiente, (Cajuste, 1977):



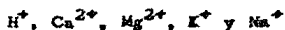
Las diferencias de material madre, el grado de intemperización o la afluencia de sales solubles por filtraciones, puede cambiar el orden; pero esta situación prevalece en la mayoría de los suelos de regiones húmedas. En suelos muy áridos suelen predominar el Al^{3+} y algunas veces el Mn^{2+} , sobre todo cuando la acidez es muy alta, o bien cuando predomina un estado de reducción. Estos dos elementos resultan tóxicos para las plantas si se encuentran en concentraciones elevadas. Las condiciones que rigen las concentraciones relativas de los cationes en los sitios de intercambio, son las siguientes:

- Las concentraciones relativas de la solución.
- La fuerza relativa de intercambio.

En los suelos normales (cuyo pH fluctúa de 4.5 a 8.5) los iones calcio, magnesio, potasio y sodio son relativamente solubles en la solución del suelo y una vez que la intemperización los libera de los minerales, pueden competir libremente por los sitios de intercambio catiónico. Por lo tanto, no es de extrañar que en los sitios de intercambio la cantidad relativa de cationes sea como sigue: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ y Na^+ ; pues este es el orden de sus fuerzas de intercambio. Por otra parte, el aluminio posee una fuerza de intercambio alta, pero muy baja solubilidad a un pH mayor que 5.5. Lo mismo puede decirse del magnesio; aún cuando en condiciones de reducción es posible encontrar magnesio intercambiable a valores de pH más altos.

Para Carbonero (1979), los principales cationes adsorbidos en el suelo son: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Al^{3+} , Fe^{2+} e H^+ . La afinidad de estos cationes por el poder adsorbente depende principalmente de su carga y de sus radios hidratados y sin hidratar. Si el suelo se lava con una solución acuosa relativamente concentrada de una sal, por ejemplo: acetato de amonio 1N, todos los cationes adsorbidos serán reemplazados por iones de amonio. Si el suelo saturado con amonio se lava con KCl 1N, los cationes K^+ desplazarán al NH_4^+ . Si se cuantifica el amonio desplazado y se refiere al peso seco de suelo tendremos una estimación de la capacidad total de intercambio catiónico. Naturalmente dicha estimación dependerá del pH del tampón de extracción. A pH 6.0 obtendremos esencialmente la carga permanente de la arcilla, mientras que a pH superior obtendremos iones o simplemente un cambio de la concentración de la solución.

Todos los cationes no son adsorbidos con igual tenacidad en una arcilla saturada con un catión dado; se ha demostrado que la fuerza de sustitución de los cationes alcalinos metálicos aumenta con el peso atómico. El ion potasio por ejemplo, es un sustituto mucho más poderoso que el ion de sodio y es adsorbido con más rapidez por la arcilla. Esta misma regla es aplicable para los cationes alcalinos del suelo. Además, los cationes bivalentes son más eficaces que los monovalentes. El hidrógeno es una excepción; es el que los coloides retienen con más tenacidad y es el sustituto más poderoso de cationes. Por lo tanto, la fuerza de sustitución es:



Duchaufour et al, (1978) mencionan que los iones utilizados por las plantas existen en el suelo en forma de combinaciones más o menos complejas y por lo tanto, con solubilidades muy diferentes; es evidente que su disponibilidad para las plantas varía entonces en gran medida. A continuación se clasifica así los elementos minerales, por orden de disponibilidad decreciente en el suelo:

- Elementos adsorbidos en forma cambiabile. Una importante reserva de cationes (calcio, potasio) o de aniones (PO_4^{3-}) se encuentra fijado por los coloides del suelo (complejo adsorbente). Los cationes principalmente, son retenidos por la arcilla y por el humus, y liberados progresivamente en las soluciones del suelo mediante un fenómeno de cambio de iones.

- Elementos disueltos en las soluciones del suelo. Son las sales solubles, como el bicarbonato cálcico y el nitrato cálcico;

se encuentran igualmente pseudosoluciones de aniones complejos (complejos organoférricos y organoaluminicos).

- Elementos adsorbidos en forma no cambiabile o fijados, algunos cationes (Fe^{3+} , por ejemplo) son normalmente adsorbidos por la arcilla en forma poco o nada cambiabile; en esta forma no es posible su absorción por las plantas. Otros iones, que habitualmente son retenidos en forma cambiabile (Ca^{2+} , K^+ , PO_4^{3-} , HPO_4^{2-}), pueden ser fijados más enérgicamente por los coloides, sobre todo cuando su cantidad relativa es pequeña; entonces se vuelven difícilmente disponibles para las plantas.

- Elementos implicados en combinaciones complejas. Se trata de minerales inalterados, totalmente insolubles, en cualquier forma; no son asimilables en su estado actual. Citemos el calcio, magnesio, potasio, contenidos en minerales como los feldespatos, anfíboles, piroxenos, etc.

El paso de una forma a la otra es frecuente, cuando el suelo evoluciona; así, los minerales complejos liberan por alteración los iones Ca^{2+} y K^+ , que son retenidos por el complejo adsorbente y de esta forma se vuelven disponibles; el fierro puede ser solubilizado por los compuestos orgánicos. Inversamente, elementos de cambio, que por tanto pueden pasar fácilmente a la solución, con frecuencia evolucionan hacia una forma no cambiabile, poco soluble: es el fenómeno llamado a menudo de retrogradación (fósforo y potasio).

Estos fenómenos se pueden resumir en el esquema siguiente:

nar y fijación de NH_4 y K (illita), distribución geométrica de las cargas (densidad); presencia de diferentes cantidades de radicales externos en la materia orgánica.

2.3.3 Origen de las Cargas Negativas en los Intercambiadores

Las características de las cargas responsables del intercambio catiónico en los suelos son:

2.3.3.1 Sustitución Isomórfica

La sustitución isomórfica es la sustitución de un ion por otro de similar tamaño (o similar número de coordinación) en un mineral, sin cambio en la estructura.

Si el catión sustituyente tiene menor carga positiva que el catión que normalmente ocuparía ese sitio, el mineral tendrá una carga negativa.

La sustitución isomórfica es un fenómeno que tiene lugar durante la formación del mineral y por lo mismo, es una propiedad que no cambia, hasta que la estructura del mineral se modifica por procesos de intemperismo, (Cajuste, 1977; León, 1984).

Los minerales 1:1 no muestran sustitución isomórfica por lo que su capacidad de intercambio es baja. Los minerales arcillosos 2:1 y 2:2 presentan mayor sustitución isomórfica.

Todos los cationes adsorbidos en la superficie externa de

los minerales arcillosos son cambiables, en cambio los adsorbidos en las superficies internas de las arcillas trilaminares sólo son intercambiables cuando se expanden por acumulación de agua entre paquetes; Fassbender (1975).

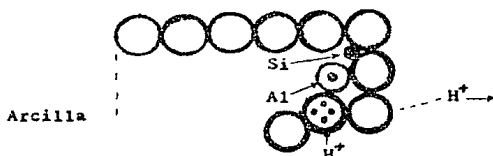
Así tenemos por ejemplo, que durante la formación de la montmorillonita algunos de los átomos de Al^{3+} del estrato octaédrico son reemplazados por el Mg^{2+} . Esto puede ocurrir porque los dos átomos son similares en tamaño, por lo que el reemplazamiento de 1/6 de los átomos de Al^{3+} no causan distorsión excesiva en el retículo.

Como la valencia del retículo original del Al^{3+} es 3^+ y la valencia del Mg^{2+} es 2^+ cada sustitución deja el retículo con una carga negativa permanente en el estrato insatisfecha. Esta es una carga negativa permanente en el estrato octaédrico y es satisfecha por cationes que permanecen en el exterior de la partícula o en la estrecha proximidad de la superficie como el agua adsorbida. Así pues una de las funciones más importantes de la arcilla es retener centenares de kilogramos de iones nutritivos, en la capa arable. Estos iones son retenidos con suficiente fuerza para retardar su movilización en el suelo por efecto de los lavados, pero puede ser aún fácilmente utilizados, por las plantas; Ortiz Villanueva (1984).

2.3.3.2 Iones de Oxígeno en los Bordos de Arcilla

Iones libres de oxígeno en los bordes. Los bordes son sólo

una pequeña parte de la superficie total.



Donahue et al, (1981).

En teoría, se acepta que los silicatos laminares tienen dimensiones infinitas en el plano horizontal. En realidad, en las terminaciones del cristal y en las aristas del mismo, existen iones oxígeno con una carga insatisfecha. El hidrógeno tiene una fuerte tendencia a unirse en forma covalente con el oxígeno de las aristas y formar un hidroxilo. Cuando aumenta el pH, los iones OH^- que están en solución, compiten con el oxígeno de las aristas por éste hidrógeno; si el pH es suficientemente alto, el hidrógeno será "arrancado" por la fuerza del oxígeno de la arista quedando expuesto un sitio con carga negativa, tal como se indica en la ecuación siguiente:



Los sitios con carga negativa también atraen y retienen cationes en forma intercambiabile.

La disociación del hidrógeno de las aristas es una verdadera disociación del ácido débil, de modo que la cantidad de carga en la arista varía con el pH, siendo mayor a valores altos de pH. Se puede desprestigiar las cargas de las aristas hasta tanto no se

eleve el pH a un valor de caso 6.0.

Un tipo similar de carga se encuentra en el mineral alófono debido a que su naturaleza amorfa le confiere una gran capacidad de intercambio catiónico, si el valor de pH es alto, (Cajuste, 1977).

Así nos dice Zarzosa (1980), la densidad de carga y el potencial son elevados sobre los lados, las orillas y en los surcos, en las cavidades más que en las superficies planas; para suelos en general, varían no solamente con la naturaleza de los coloides del suelo, sino también con el pH y por tanto con el encalado varía el grado de ionización.

2.3.3.3 Hidrógeno Ionizado Proveniente de Iones de Sesquióxidos de Hierro y Aluminio

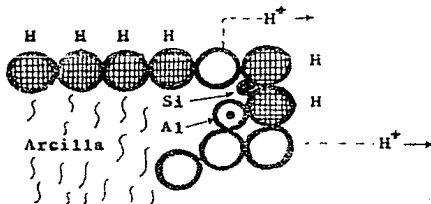
La participación de los sesquióxidos como cambiadores en procesos de intercambio catiónico es reducido, pues al cristalizarse en el suelo presentan una pérdida en su actividad y debido a su carácter anfótero sólo en valores altos de pH presentan cargas negativas.

Los óxidos de hierro y aluminio presentan cargas electronegativas de intercambio catiónico por encima de su punto isoeléctrico y cargas electropositivas de intercambio catiónico debajo del mismo.

En su punto isoeléctrico los óxidos no presentan ninguna carga. Bajo condiciones más alcalinas (aumenta OH^-) los grupos

-FeOH de los óxidos son neutralizados con formación de agua, las cargas negativas originadas dan lugar a adsorción de cationes. Bajo condiciones de acidez mayor que su punto isoeléctrico se acumulan iones H^+ y aparecen cargas positivas que dan lugar a adsorción de aniones, Fassbender (1975).

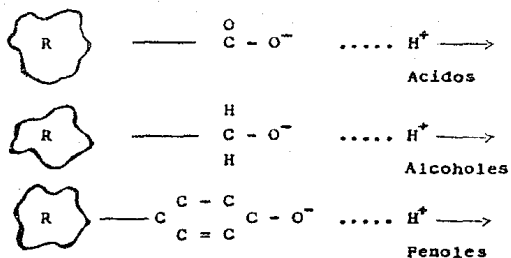
El ion hidrógeno (H^+) se ioniza del ion hidróxido liberando un ion de oxígeno con una carga negativa.



Donahue et al, (1981).

2.3.3.4 Hidrógeno Ionizado de Materiales Orgánicos

La capacidad de intercambio de la materia orgánica se debe más que todo a los grupos funcionales carboxílicos ($-COOH$), los fenólicos ($-OH$), alcohólicos ($-OH$) y metaoxílicos ($-OCH_3$) que se encuentra en la periferia de las moléculas de ácidos húmicos. La intensidad de la capacidad de intercambio depende de la cantidad y el grado de acidez de éstos grupos. El grado de acidez depende así mismo del pH y en su carácter anfótero es posible la adsorción de aniones y cationes; Fassbender (1975).



Los iones de hidrógeno ionizan en una solución, liberando iones de oxígeno con cargas negativas. El "R" representa, el resto de la molécula.

Las cantidades de cationes retenidos varían con la clase de arcilla. Las raíces pueden usar estos cationes como nutrientes. El lavado natural removerá gradualmente cationes básicos intercambiables de la arcilla, con el tiempo debido a un lento reemplazo continuo, por cationes de hidrógeno en la solución (el agua líquida que se mueve en el suelo); Donahue et al, (1981).

2.3.4 Características del Fenómeno de Intercambio Catiónico

Black C. (1975) indica que las reacciones de intercambio de cationes presentan las siguientes características:

1o. *Equivalencia.* Un miliequivalente de un catión se intercambiará con un miliequivalente de otro catión, por lo que el sodio 0.023 g se intercambiará con el potasio 0.039 g, el calcio

0.020 g con magnesio 0.012 g, bario 0.068 g con 0.023 g de sodio, etc.

2o. Reversibilidad. Las relaciones de concentración de cationes retenidos en los sitios de intercambio, pueden ser modificadas cuando cambia la concentración de los iones en la solución, conforme al principio de acción de masas. Sin embargo, si se cambia el pH del sistema, la reacción no será estrictamente reversible. Del mismo modo, si ocurre la fijación de iones como potasio y/o amonio o si se forman compuestos insolubles, tampoco sería reversible la reacción.

3o. Velocidad de Reacción. La velocidad de las reacciones de intercambio es casi instantánea, al menos en sitios más accesibles de cambio. Numerosos investigadores han demostrado que el intercambio iónico en los suelos es en general muy rápido necesitando solamente unos cuantos minutos para alcanzar el equilibrio.

El intercambio es una reacción de superficie y se inicia tan pronto como los iones de la solución se ponen en contacto con la superficie intercambiante. Este contacto puede llevarse a cabo ya sea por difusión o agitación. Desde luego una condición para obtener el equilibrio en un tiempo mínimo, es que el suelo esté húmedo antes de llevarse a cabo el intercambio, ya que de no ser así primero se necesitaría un tiempo determinado para humedecerlo. Otra condición necesaria para la rapidez del intercambio es que los iones intercambiables sean fácilmente accesibles a los iones en solución. Si el intercambio tiene que ser precedido por difusión de los iones de las superficies internas de las partículas

arcillosas, o del interior de agregados con poros estrechos, es indiscutible que tomará un tiempo mayor. La velocidad de intercambio en la illita es aún menor que en el caso de la montmorillonita, ya que en este mineral el intercambio toma lugar a lo largo de las orillas entre las superficies estrechas de la intercapa.

³La velocidad de reacción del intercambio, por regla general no está muy afectada por la temperatura, sin embargo, cuando ésta es de por sí lenta, sí se logra aumentar la velocidad con un incremento de temperatura, debido probablemente a su efecto en la difusión iónica.

Por ejemplo: Los iones Li^+ , Na^+ , K^+ y Rb^+ ; los cuales están enlistados en orden ascendente de tamaño, se esperaría que su eficiencia de reemplazamiento fuera en ese mismo orden. Sin embargo, durante la hidratación, el ion Li^+ se asocia con tantas moléculas de agua que su velocidad se reduce mucho. Debido a ese gran radio hidratado, el Li^+ no puede llegar tan cerca de las micelas como otros iones; Ortega (1978).

4o. Límites. El grado de sustitución de un catión por otro, depende de las concentraciones relativas de los dos cationes en la solución y de la fuerza de intercambio de dichos cationes; Cajuste (1977).

³Mientras mayor sea la cantidad de solución intercambiadora en relación con el peso del suelo, mayor será la cantidad de cationes reemplazados; Ortega (1978).

Es necesario considerar que en suelos alcalinos o en arcillas ácidas se requiere un tiempo mayor para alcanzar el equilibrio; esto se debe a que probablemente existan dos reacciones separadas, la primera de ellas, un intercambio rápido de iones H^+ y Al^{3+} , y la segunda, una neutralización de la acidez, consumiendo la mayor parte del álcali y los silicatos, conduciendo a una destrucción parcial de la capa, esto acontece principalmente a pH al tos.

Algunas veces ha sido difícil alcanzar un equilibrio verdadero en el proceso de intercambio iónico, debido al fenómeno de histeresis, este fenómeno consiste en el comportamiento diferente que presenta la superficie de intercambio según haya sido el tipo de ion que originalmente la saturaba.

La histeresis es más frecuente en iones heterovalentes, que en iones homovalentes. Es así como se ha encontrado una fuerte histeresis en el sistema: Ca^{2+} , NH_4^+ , mientras que no se ha podido encontrar en los sistemas: Ca^{2+} , Ba^{2+} y Cu^{2+} .

El orden descendente de adsorción catiónica llamada serie liotrófica es Al^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Rb^+ , K^+ , NH_4^+ y Li^+ . El H^+ intercambiable es difícil de incluir debido a lo incierto de sus propiedades de hidratación. Sin embargo, se considera que es reemplazado con bastante facilidad al igual que otros iones monovalentes, (Ortega, 1978).

5o. Densidad de Energía de Superficie. Para Fassbender (1975) la capacidad de intercambio catiónico depende también de la superficie total o externa como superficie total limitante de las par-

tículas, y la superficie interna que presentan los minerales arcillosos expandibles entre paquetes laminares. La superficie externa aumenta mucho con la disminución del tamaño de las partículas, o sea, de las arenas de las arcillas. Entre las arcillas, la vermiculita y la montmorillonita presentan mayor superficie, ésta llega a 600 y 800 m² por gramo, entre un 80 a 95% corresponde a la superficie interna. La illita presenta superficies entre 50 y 100 m² por gramo.

Ortega (1978), menciona que si se considera la forma irregular de las partículas arcillosas y la desuniformidad de distribución de las cargas de estas partículas, es de esperarse que la densidad de energía de superficie, varíe, no sólo con la clase de mineral, sino aún sobre la misma partícula arcillosa.

2.3.5 Entidades en las que se lleva a cabo el Intercambio Catiónico en el Suelo

Reafirmando lo antes descrito, Fassbender (1975) menciona que en los procesos del intercambio catiónico toman parte dos componentes: las partículas coloidales del suelo, o sea la materia orgánica, los hidróxidos y los minerales arcillosos que funcionan como cambiadores y los cationes disueltos en la solución del suelo, que funcionan como componentes cambiables.

Para que se pueda efectuar el intercambio catiónico (y aniónico), es necesaria la solución del suelo; es decir, se requiere de agua en la cercanía del coloide con cationes (y aniones) en e

lia disueltos. En esta forma se obtienen las diferentes combinaciones posibles entre las entidades arriba mencionadas:

- Entre los cationes de la solución del suelo y los de las superficies de los cristales de arcilla (amorfa y/o cristalina), así como los cationes de los sesquióxidos de fierro y aluminio y con el humus.

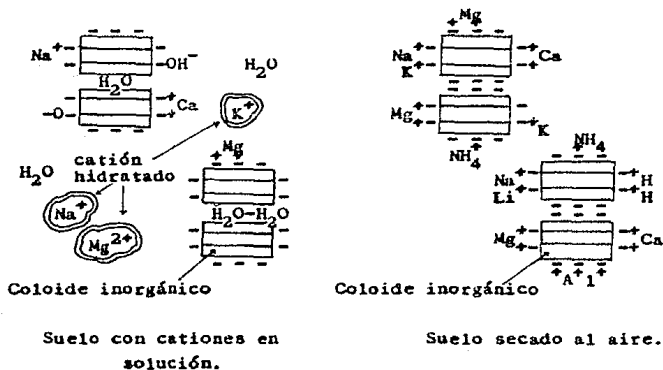
- Entre los cationes liberados por las raíces de la planta y los de las superficies de los cristales de arcilla y humus.

- Entre los cationes de la superficie de dos cristales cualquiera de arcilla (o sesquióxidos de fierro y aluminio), dos partículas de humus, o de un cristal de arcilla y una partícula de humus.

Se requiere que exista humedad en el suelo para que se pueda realizar el intercambio catiónico, pero se considera que el agua que existe en la inmediata cercanía de las partículas de arcilla es básicamente agua asociada con cationes intercambiables. Ello se explica en base a que los cationes intercambiables atraen moléculas de agua con más fuerza que los átomos de oxígeno expuetos y retenidos en las partículas de arcilla. En el caso de las partículas de arena y limo, con una capacidad de intercambio de cationes esencialmente nula o muy baja, el agua que está en la vecindad inmediata de la superficie de la partícula, en su mayor parte está enlazada al hidrógeno. Esas moléculas de agua más interiores es probable que existan en un estado "cuasi" cristalino.

El agua más interior absorbida en las partículas de arcilla, limo y arena no está disponible para las plantas y existe en sue-

los secados al aire. A una distancia mayor de las superficies de las partículas del suelo, los cationes son mucho menos abundantes que cerca de las superficies de las arcillas y el agua que existe en estado "libre". Esta agua contiene cationes hidratados en una concentración bastante baja y se puede considerar equivalente a la solución del suelo; Poth D. (1986).



Un coloide en que los iones de hidrógeno ocupan las posiciones sobre la superficie también es floculado con facilidad, ya que los iones de hidrógeno están más estrechamente ligados con la partícula de arcilla e igual que cualquier ácido débil ionizan en un grado muy pequeño. La neutralización de la carga favorece la agregación e inestabilidad del sistema coloidal; las partículas se sedimentan. Cuando más alcalino es el medio, más estable es el sistema coloidal. La razón es que la arcilla es un áci

do débil que ioniza menos que sus sales alcalinas. Así, la arcilla sódica produce defloculación y la arcilla cálcica estimula la agregación.

Cuando se aplica un fertilizante al suelo el efecto de concentración de éste, se expresa en el sencillo principio de que cuando mayor es la concentración del fertilizante, mayor es el número de cationes inmediatos a la arcilla cargada negativamente que tiende a neutralizar la carga. No obstante, existe una compencia entre el fertilizante y el coloide por el agua de hidratación que normalmente, rodea al coloide; Tamhane et al, (1983).

Uno de los aspectos que merece destacarse en los trabajos de Heinonen (1960) y Ranger (1965), lo constituye el descubrimiento de que la capacidad calculada de intercambio catiónico del suelo, disminuye cuando aumenta el contenido, ya sea de materia orgánica o de arcilla; se han propuesto dos explicaciones al respecto. Una expresa que la CIC varía según la cantidad de materia orgánica que se encuentre presente. La otra sostiene que la materia orgánica y la arcilla interactúan químicamente, de lo que resulta una disminución en la capacidad de intercambio catiónico. La segunda teoría concuerda con los resultados obtenidos por dichos autores, en donde muestran que la suma de CIC de la materia orgánica y de las arcillas, medidas por separado, es mayor que la suma que se obtiene después de permitir la interacción de la materia orgánica y la arcilla.

Por lo común, en los vasos de los vegetales las soluciones nutritivas están ligadas por el continuo burbujeo del aire que

circula; gracias a este hecho, toda la solución tiene una composición uniforme, a pesar de que las raíces sólo toman iones en una zona localizada de aquélla. En los suelos la masa de agua que contiene sales disueltas tiene un movimiento mucho más lento, que se retorna más rápido en o inmediatamente después de los períodos de lluvia o riego. Este movimiento es más lento aún en el proceso de evaporación. El principal movimiento masivo que tiene importancia para el transporte de iones hacia las raíces es, sin duda, el lento desplazamiento del agua hacia las raíces que ocurre cuando las plantas la extraen del suelo, (citados por Black C., 1973).

Tamhane et al, (1983), mencionan que una parte del potasio liberado por la descomposición de los minerales permanecerá en la solución del suelo y será aprovechado por las plantas, y otra parte será adsorbida en la superficie de las partículas de arcilla y de humus en forma cambiante y asequible con facilidad. El calcio y el magnesio son suministrados a las plantas de manera similar a la del potasio.

Así, la arcilla y el humus coloidales retienen en forma intercambiante y obtenible cantidades diversas de los nutrientes de las plantas: calcio, magnesio, potasio, nitrógeno y fósforo, así como la mayoría de los micronutrientes. Debido a la propiedad de la CIC, los nutrientes solubles de fertilizantes inorgánicos no son lavados del suelo. Se liberan iones de amonio que pueden ser tomados por la planta como tales o nitrificados primero para formar nitratos y ser absorbidos después por las plantas.

Esto sólo, es de gran importancia, ya que de otro modo las pérdidas por lixiviación de nutrientes disponibles, serían inmensas y el empleo de fertilizantes solubles en agua sería de importancia dudosa.

Desde el punto de vista de la descripción de la disponibilidad de nutrientes interesan dos parámetros: el de intensidad, que es la actividad iónica de los diferentes elementos presentes en un momento dado en la solución del suelo y el de capacidad que está representado por la reserva total de un elemento y la capacidad del suelo de reponer los iones en su solución cuando éstos son extraídos por las plantas o eluvidados a través del mismo; Fassbender (1975).

2.4 El Suelo como Intercambiador

Para una planta es más fácil absorber un catión de la solución que de la superficie micelar, aún cuando la raíz llegue a contactar con el ion, debe realizarse un trabajo para aportar al catión la atracción eléctrica de la micela. La magnitud del trabajo requerido disminuye con la distancia entre el catión y la micela. Las raíces de las plantas, normalmente realizan este trabajo utilizando energía de la respiración. Una aereación del suelo adecuada para la respiración es pues muy importante para favorecer la absorción de cationes por las raíces.

La naturaleza de la solución del suelo es muy dinámica; un crecimiento rápido de las plantas reduce mucho las concentraciones

nes de iones en solución ya que los procesos de equilibrio generalmente, actúan lentamente. El pH del suelo varía con las estaciones del año, conforme la vegetación absorbe cationes y libera H^+ durante los períodos de crecimiento. Durante otros períodos, los procesos de disolución e intercambio iónico restauran el equilibrio. Las adiciones de agua por precipitación o irrigación tienen a diluir la solución del suelo, mientras que la eliminación del agua por evaporación y transpiración tiende a concentrar los iones. Tales variaciones de concentración favorecen los intercambios entre los cationes adsorbidos y los que se hallan en solución. Cuando la solución se encuentra muy concentrada, la adsorción preferencial por las micelas de los cationes polivalentes frente a los monovalentes, es menos acentuada. Todas estas variables influyen en las concentraciones y disponibilidad para las plantas de los nutrimentos iónicos, (Thompson y Troch, 1980).

Como ya se explicó, las plantas absorben iones en forma selectiva del medio en que crecen, y por lo tanto, no hay por qué pensar que el proceso de estimar los cocientes de actividad de los cationes en los suelos pueda afectar de alguna manera esta propiedad. Si se considera la cualidad selectiva de las distintas clases de plantas, el cociente de actividad de las bases en los suelos puede aportar estimaciones de utilidad sobre los contenidos proporcionales de bases en las plantas.

Si una gran proporción de los cationes externos está representado por un catión determinado, su velocidad de adsorción aumentará en comparación con los demás cationes. En consecuencia,

el ion que se encuentra en alta proporción en la solución externa también tiende a estarlo en el interior de la planta, mientras que la proporción de los demás cationes en las plantas se reduce, (Black C., 1975).

El intercambio catiónico funciona de dos modos diferentes en la cesión de los nutrimentos para su uso por las plantas y microorganismos. En el primer caso los nutrimentos liberados por el intercambio catiónico se incorporan a la solución del suelo poniéndose al final en contacto con las superficies adsorbentes de las raíces y organismos del suelo, o son arrastrados por el agua de drenaje.

En el segundo caso, si los contactos de los pelos radicales y microorganismos con las superficies coloidales del suelo se cierran, puede haber un cambio directo de cationes entre el suelo y las raíces o microorganismos. En tales condiciones, los iones H^+ , engendrados en la superficie tanto de los pelos radicales como de los microorganismos, se intercambian con los cationes nutritivos del suelo adsorbidos, sin que ninguno de estos iones haya sido previamente vertido en la solución del suelo.

Existen varios factores que actúan para acelerar o retardar la liberación de nutrimentos de las plantas. Primero, existe la proporción de la capacidad de intercambio de cationes del suelo satisfecha por el catión nutriente en cuestión. Por ejemplo, si el porcentaje de saturación de calcio de un suelo es alto, el desplazamiento de este catión es relativamente fácil y rápido, así ó m.e. de calcio intercambiable en un suelo cuya capacidad de cam

bio es 8, probablemente significaría una rápida asimilación. Pero 6 m.e. cuando la capacidad total de cambio de un suelo es de 30, presenta por completo la condición contraria.

Un segundo factor importante que influencia la toma de un catión dado es el efecto de la aportación de los otros iones con él asociados (la intensidad de adsorción).

En tercer lugar, los diferentes tipos de micelas coloidales difieren en la tenacidad con que se unen a los cationes específicos. Esto sin duda, afecta a la facilidad del intercambio catiónico; Buckman y Brady, (1977).

Como mostró Jenny et al, (1939), hay intercambio directo entre las raíces y los coloides del suelo; las raíces ceden a los coloides H^+ y reciben K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , etc.; naturalmente el intercambio se hace con cualquier ion y no es siempre en favor de la planta; si el coloide o la solución del suelo es muy pobre en un ion, puede sacarlo de la planta, si ésta es relativamente más rica, (citados por Papadakis, 1980).

Un aspecto que merece mención, es la competencia por las porciones internas de cationes dentro de las plantas; es mayor entre los nutrientes catiónicos que entre los aniónicos, y la proporción en que los cationes se dan extremadamente es la que afecta esta competencia. Los nutrientes aniónicos en las plantas permanecen en parte como aniones, pero son metabolizados hasta un alto grado a formas orgánicas, y por lo tanto, a partir de ese momento no interviene más en el balance iónico. A pesar de que cada catión tiene funciones específicas, existen sobre todo en las plan-

tas en forma soluble e intervienen en el equilibrio de aniones orgánicos e inorgánicos. Es factible una considerable sustitución mutua de cationes en las plantas sin que esto afecte mucho al metabolismo, el crecimiento o el rendimiento y sin que produzca cambios importantes en la cantidad total de equivalentes catiónicos; Black C.A., (1975).

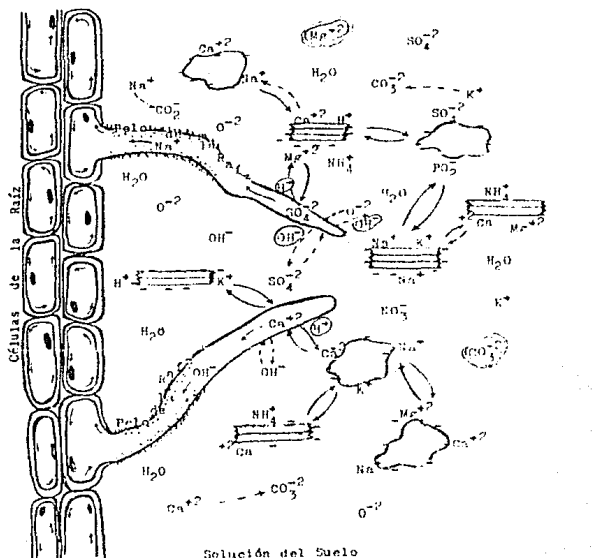
Los cationes de nutrimentos como los de Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} y NH_4^+ , son retenidos en los coloides de la arcilla y en el humus en una forma intercambiable y obtenible a fin de que las plantas puedan utilizarlos. No sucede esto con los aniones.





Casi todo el nitrógeno es retenido en el suelo por la materia orgánica. Se ha informado que hasta el 80% del azufre del suelo es retenido en forma orgánica. Las reservas de boro y de molibdeno parecen estar almacenadas tanto en la materia orgánica como en la arcilla.

En general, se está de acuerdo también en que a medida que las raíces de las plantas ingieren los aniones nutrientes, ceden iones de OH^- o de HCO_3^- a cambio. La renovación de todos los elementos esenciales no es lo bastante rápida para lograr la producción máxima del cultivo, por esta razón, es necesario el empleo de fertilizantes; Tamhane et al, (1983).

Los pelos de la raíz obtienen nutrimentos mediante un cambio de cationes y de aniones entre la superficie de las raíces y las superficies de las partículas de la arcilla y del humus. Hay también un cambio similar entre la superficie de la raíz, por ejemplo se realiza mediante la cesión de dos iones de hidrógeno a la solu-

ción del suelo o a las superficies de la arcilla o del humus, a cambio de un ion de calcio de estas fuentes para la raíz. En forma similar, la raíz de la planta parece cambiar iones oxhidrilos por nitratos, sulfatos, fosfatos y otros aniones. Sin embargo, cuando la planta absorbe cationes y aniones, encuentra la mayor parte de cationes en las superficies de la arcilla y del humus, mientras que la mayor parte de aniones la halla en la solución del suelo.



 arcilla
  humus
  intercambio catiónico
  intercambio aniónico

En la figura anterior, se puede observar como los pelos de la raíz obtienen los nutrimentos exigidos por las plantas mediante un cambio de cationes y aniones entre la superficie de los pelos de la raíz y las superficies de las partículas de arcilla, humus y de la solución del suelo.

2.5 El Intercambio Catiónico en Distintos Tipos de Suelos

Los coloides de la arcilla de suelos distintos difieren mucho en sus propiedades, esto se debe, en parte a la distribución de tamaños de la partícula dentro de la propia arcilla (o dentro de los mismos coloides), y en parte a la naturaleza de las mismas partículas coloidales. Dos suelos que tengan un mismo contenido de arcilla pueden tener propiedades diferentes, Cuanto más fino es el tamaño de la partícula de arcilla, mayor es la intensidad de las propiedades coloidales. Si dos suelos tienen la misma naturaleza de minerales de la arcilla, la diferencia en las propiedades se explica por las diferencias en la distribución de tamaños de la partícula de la arcilla. Sin embargo, si la distribución de tamaños de las partículas en los suelos es similar, las diferencias en las propiedades se deben a las características de cada tipo de arcilla, es decir, la naturaleza de los minerales que predominan en una arcilla en particular, (Tamhane et al, 1983).

Las entidades de intercambio cationico en los suelos son heterogéneas. Algunas están relacionadas con partículas minerales y otras con materia orgánica. En cada clase pueden reconocerse dis

tintos tipos de sitios de intercambio. La capacidad de intercambio catiónico difiere entre los suelos por la variedad de composiciones mineralógicas y de contenido de materia orgánica que en éstos existe. Estas diferencias pueden ocasionar no sólo ambigüedad en las mediciones de las propiedades de intercambio, sino también efectos significativos en la nutrición vegetal, (Black C., 1975).

2.5.1 Ácidos

Existen diferentes tipos de suelos, uno de éstos son los suelos ácidos, que han sido formados por una o varias de las características siguientes:

- Lixiviación a causa de lluvia intensa. La lluvia transporta la cal y otras bases hacia abajo, más allá del alcance de las raíces de las plantas. El agua de lluvia que contiene bióxido de carbono del aire o del suelo disuelto es eficaz en especial para disolver y lixiviar el calcio del suelo.

- Origen del suelo de material ácido. Algunos suelos se han desarrollado partiendo de materiales originarios que son ácidos, como el granito, aunado a la lixiviación.

- Empleo de fertilizantes formadores de ácido. Como son los sulfatos y nitratos de amonio, los cuales al agregarlos al suelo reemplazan al calcio (el catión dominante) del complejo de intercambio; el sulfato de calcio puede perderse en la lixiviación.

- Acción microbiológica. Varias clases de microorganismos se encuentran activos en el suelo. Estos originan muchos procesos, tales como la descomposición de los residuos orgánicos y la nitrificación. Como resultado de la actividad microbiana, constantemente se están formando ácidos. Estos al liberarse, buscan una base o del CaCO_3 libre o del complejo de intercambio. Si éste está poco saturado de bases, dichos ácidos no se neutralizan y hacen que la solución del suelo sea ácida.

Los diversos efectos que ejerce la acidez del suelo sobre las plantas pueden ser directos o indirectos. Dentro de los primeros, por ser los más importantes están:

- Los efectos tóxicos de los iones hidrógeno sobre los tejidos de la raíz.

- La influencia de la acidez del suelo sobre la permeabilidad de las membranas de la planta para los cationes.

- Perturbación en el equilibrio entre los constituyentes básicos y ácidos a través de las raíces, Tamhane et al, (1983).

Siendo el humus un material heterogéneo, varía en composición de unos sitios a otros y su contribución a la acidez de los suelos es igualmente variable en función de su composición y de la cantidad presente. Esta contribución es particularmente elevada en suelos de turba y en aquellos con un contenido elevado de materia orgánica.

Durante la degradación y mineralización de la materia orgánica y del humus se libera CO_2 y ácidos orgánicos, los cuales incrementan la acidez total del sistema, (Duchaufour et al, 1978).

En el complejo de cambio de los suelos ácidos, se encontrará en solución considerables cantidades de protones, así como de aluminio y fierro, los cuales estarán compitiendo por los sitios de intercambio con los demás cationes; si a esta característica se le añade una precipitación elevada y un contenido rico en materia orgánica, tendremos una lixiviación de estos cationes; esta pérdida se compensará por la adición de materia orgánica por el hombre o por el medio ambiente.

2.5.2 Alcalinos

A menudo, estos suelos se han llamado suelos de "Alcali negro", porque son de este color, debido al efecto del contenido elevado de sodio que origina la dispersión de la materia orgánica.

El porcentaje de saturación de sodio intercambiable en los suelos alcalinos es mayor de 15; como resultado, el pH se encuentra entre 8.5 y 10.0. La conductividad está por debajo de 4 mmhos/cm a 25°C, medida en un puente salino (Wheatstone).

A causa del gran contenido del sodio, tanto la arcilla como la materia orgánica se dispersan, el resultado es un relleno apretado de las partículas del suelo. Dicho relleno, reduce el tamaño y la cantidad de espacios porosos, como consecuencia el agua y el aire no se mueven con facilidad a través del suelo. La mala aereación y el contenido elevado de sodio, que con frecuencia es tóxico, hacen difícil y costoso recuperar los suelos alcalinos.

Bajo el riego, los suelos salino-sódicos (alcalinos) son for-

mados por uno o más de los diversos medios:

- Cuando la aplicación excesiva de agua ha elevado el nivel del agua subterránea lo suficiente para permitir la concentración de sales del agua freática salina a través de la evaporación.

- Cuando la filtración de canales, con escapes o canales laterales que corren a un nivel más alto, se ha convertido en un nivel elevado de agua freática.

- Cuando el agua de riego tiene un alto contenido de sales.

- Cuando un mal drenaje conserva las sales en el suelo superficial e impide la lixiviación de las sales.

- Cuando el empleo de agua es irregular, es decir, cuando produce inundaciones repentinas seguidas de sequía intensa. Cuando es limitado el suministro total de agua; esto dejaría también las sales en la zona de las raíces.

Con el riego, el suelo con poco o nada de carbonato de calcio pasaría a ser en definitiva, un suelo alcalino, dado que la solución del suelo que es rica en sales de sodio aumentaría el sodio intercambiable. Este, siempre proporcionaría suficiente NaOH y Na_2CO_3 en la solución del suelo para hacer subir el pH del suelo por encima de 8.5 .

Por consiguiente, hay tres etapas diferentes en la evolución de los suelos, las cuales son: salinización, suelo salino/alcalino y alcalinización del complejo de intercambio (es decir, desalinización y formación de suelo alcalino intenso). El alto pH en los suelos alcalinos origina una reducción en la solubilidad y disponibi-

lidad para las plantas del hierro, el cobre, el manganeso y el zinc, Tamhane et al, (1983).

En los suelos alcalinos el complejo de cambio se encontrará saturado de sodio, el cual impide el intercambio de otros cationes y dispersa a la materia orgánica así como a las arcillas. El agua de la solución no tendrá un movimiento adecuado, por lo que la cantidad de cationes en el suelo no será uniforme debido a la elevada concentración de sales, que es una característica inherente a este tipo de suelo.

2.5.3 Ando

Derivación del nombre, del japonés An = oscuro y Do = suelo, connotativos de suelos formados de materiales ricos en vidrio volcánico y que por lo común tienen un horizonte superficial oscuro; (Fitz Patrick, 1984). En base al sistema de clasificación de suelos FAO/UNESCO modificado por el CEBENAL (1970), quedaron clasificados dentro de la categoría de Andosoles (citados por Cabrera A., 1986), recientemente denominados Andisoles, y llamados comunmente suelos de Ando (Aguilera N., 1986). En dichos suelos se agrupan minerales en donde la fracción activa está representada por el alófono. Estos suelos provienen de cenizas volcánicas en los que la fracción fina separada presenta una relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ cercana a 10, la cual se considera alta; Gutiérrez et al, (1983).

Los suelos derivados de cenizas volcánicas se localizan en las zonas áridas, semiáridas, templadas y tropicales del país y

ocupan aproximadamente un área de 1,300,000 Km²; (Aguilera N., 1984). Las texturas son de ligeras a medianas, variando desde migajón arenoso a migajón limoso. La reacción pH de los suelos, determinada en agua, varía de 5.2 hasta 6.8, y el contenido de materia orgánica es alto, variando de 1.5% al 20%; Lair J. (1984).

Fassbender (1975), menciona que la materia orgánica en los suelos de ando se descompone lentamente; esta lentitud se debe al predominio de los ácidos fúlvicos; estos ácidos participan activamente en las reacciones de intercambio catiónico (350 - 600 m.e./100 g de substancia) como un reflejo de su alto grado de disociación y de la gran cantidad de grupos ácidos.

En los suelos de ando, el aluminio y el fósforo presentes forman compuestos insolubles, además se combinan fuertemente con los ácidos húmicos y fúlvicos así como con el alófono. Los compuestos que se forman inhiben la capacidad de los organismos del suelo para descomponer la materia orgánica; esto causa un aumento en la acumulación del humus, lo que se debe probablemente, al efecto inhibitorio del alófono sobre el metabolismo de la microflora (Tsuru, 1964; Guajardo, 1967; Ramos, 1972 y Flores, 1974) (citados por López y López, 1985).

Aguilera N. (1986), menciona que estos suelos se caracterizan por tener como propiedades dominantes, un alto contenido de materia orgánica en los primeros 30 cms de suelo, las concentraciones de nitrógeno van de 0.2 a 0.7, la capacidad de intercambio catiónico varía de 15 a 60 m.e./100 g, el complejo de intercambio es alto en el horizonte A y disminuye en el B. De las bases intercambia

bles domina el Ca^{2+} y le sigue el Mg^{2+} ; otras de las características sobresalientes de estos suelos son su contenido de aluminio intercambiable y la presencia de óxidos e hidróxidos de aluminio, dominando generalmente la gibsita.

El alófono y el aluminio se encuentran en la superficie y son responsables, en gran parte de la fijación de cantidades considerables de fósforo (P), lo cual limita el uso de fertilizantes fosfatos en cultivos de escala comercial. Se considera que el único uso de los suelos de ando es para el desarrollo de coníferas.

La CIC de los andosoles, es excepcionalmente elevada (del orden de 50 a 100 m.e./100 g), está constituida en su mayor parte, por cargas dependientes del pH.

El humus le da cierta característica de fertilidad a este suelo, pero dicha fertilidad no es real debido a que no cede fácilmente los cationes retenidos; la presencia de ácidos fúlvicos y húmicos elevan la capacidad de intercambio catiónico de dicho suelo y origina así mismo, la presencia elevada de sales que permite la floculación del suelo; Duchaufour et al, (1984).

2.5.4 Neutro

Thompson y Troeh (1980), determinan que los cationes más dominantes en suelos neutros son el Ca^{2+} . La adición al suelo de materia orgánica degradable da lugar a la formación de ácidos orgánicos, que aumenta la capacidad de intercambio de cationes, pero disminuyen el porcentaje de saturación de bases y por lo tanto el

pH. Los términos más usuales para describir los intervalos de pH en el suelo son:

		pH								
		4.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8.0	8.5	9.0
		-- Fac	Mac	Lac	Mia	Mial	Lal	Mal	Fal	--
Fac	=	Fuertemente ácido								
Mac	=	Medianamente ácido								
Lac	=	Ligeramente ácido								
Mia	=	Muy ligeramente ácido								
Mial	=	Muy ligeramente alcalino								
Lal	=	Ligeramente alcalino								
Mal	=	Medianamente alcalino								
Fal	=	Fuertemente alcalino								

La adición de ácidos o de materiales que los originen, hace descender el pH del suelo, mientras que la adición de bases produce el efecto contrario. Sin embargo, la variación de pH suele ser relativamente pequeña en comparación con la cantidad de ácido o base administrada, ya que la mayoría de los suelos se hallan bien tamponados.

La CIC es el principal mecanismo tampón de que dispone el suelo. Generalmente los cationes cambiabiles son en parte básicos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , etc.), y en parte ácidos (Al^{3+}) si bien estas propiedades sólo pueden manifestarse cuando los cationes se hallan disueltos. En cualquier momento y para la mayoría de los suelos, el número de cationes adsorbidos sobre las micelas (inactivos) supe-

ra en más de cien veces al número de cationes en solución verdadera (activos).

La vegetación herbácea ayuda a prevenir una excesiva acidificación del suelo aportando bases, y las coníferas tienden a producir los suelos ácidos. El pH del suelo influye en la tasa de liberación de los nutrimentos por meteorización, en la solubilidad de todos los materiales del suelo y en la cantidad de iones nutritivos almacenados en los sitios de intercambio catiónico. Generalmente, el pH óptimo oscila entre 6.0 y 7.5 porque en ese intervalo, todos los nutrimentos se muestran razonablemente accesibles.

El pH varía con las estaciones del año, conforme la vegetación absorbe cationes y libera H^+ durante los períodos de crecimiento; durante otros períodos, los procesos de disolución e intercambio iónico restauran el equilibrio.

Las adiciones de agua por precipitación o irrigación tienden a diluir la solución del suelo, mientras que la eliminación de agua por evaporación y transpiración tienden a concentrar los iones. Tales variaciones de concentración favorecen los intercambios entre cationes adsorbidos y los que se hallan en solución.

Fuentes (1971) indica que la ionización de grupos SiOH es de poca importancia en el rango de pH 7.0 a 8.0, así que la mayor parte de la carga dependiente del pH del suelo es debido al complejo de filosilicatos sesquióxidos.

Por lo tanto tendremos que en los suelos neutros su CIC estará determinada por el pH y el tipo de material del que se haya

formado el suelo, así mismo la presencia de materia orgánica podrá elevar dicha capacidad; la solución del suelo tendrá gran importancia ya que ésta elevará o disminuirá el pH y por lo tanto habrá distintos cationes disponibles en uno u otro caso.

2.6 Determinación del Intercambio Catiónico

La CICT no es una propiedad de un suelo, que sea independiente de las condiciones bajo las cuales se mide, por lo que se obtienen diferentes resultados utilizando distintas técnicas. La técnica ideal para usar, es aquella que mida la capacidad del suelo para absorber los cationes de una solución acuosa del mismo pH, así como la fuerza iónica, constante dieléctrica y su composición similar a la que se encuentra en el campo; pero dicha información no es fácilmente obtenible ya que cada determinación de la CICT requiere de reactivos únicos y técnicas específicas (especialmente los suelos de zonas tropicales).

Por esta razón las determinaciones de la CICT están generalmente basadas en una solución de referencia (solución patrón), bajo ciertas condiciones que deben ser estandarizadas para obtener datos que puedan ser aplicados e interpretados universalmente. El método utilizado, debe ser siempre reportado con estos datos.

Muchos métodos para la determinación de la CICT son usados con diferentes combinaciones con tal de que los suelos estén pretratados, saturados, lavados y con procedimientos de extracción y saturación diferentes y control de pH, Rhoades J. (1982).

2.6.1 Analíticas

Boul et al, (1981) deducen que la medida de la CIC es algo em pírica y se han propuesto diferentes técnicas analíticas, las cuales producen resultados distintos. Entre los factores que contribuyen a la obtención de diferentes valores de la medida por varias técnicas, se encuentran las siguientes:

- Las variaciones en la CIC, que dependen del pH al se hace la determinación, debido a diferencias en la reactividad de varios intercambiadores en los sistemas de suelos, minerales arcillosos, óxidos hidratados, compuestos amorfos y materiales orgánicos.

- Variaciones en los resultados debido a la composición química de la solución desplazante o intercambiadora usada, ciertas especies de iones son desplazadas o intercambiadas más completamente que otras y ciertas especies (especialmente el potasio) pueden realmente ser atrapadas o fijadas por algunas especies de minerales arcillosos presentes en algunos suelos.

Primo Yáfera (1973), opina que casi todas las técnicas analíticas se basan en un desplazamiento de los cationes de cambio con una solución acuosa de una sal, tal como acetato amónico, acetato sódico o cloruro bórico, y posterior extracción y valoración del catión de intercambio.

Kanehiro y colaboradores (1956) han investigado el efecto de la deshidratación del suelo secado al sol, y en hornos a 105 °C, comprobando que la CIC se redujo significativamente, y que ésta re

ducción se incrementó con el aumento de precipitación en la región a que pertenecían los suelos. La profundidad de los perfiles incrementó el efecto. La remoción de la cubierta vegetal en un suelo virgen, causó un detrimento en la CIC de 16.8% en horizontes superficiales al final de un período de 10 meses en un latosol húmico. La CIC fué medida por el método NH_4OAc pH 7.0 .

Estudios concernientes a la pérdida de CIC por tratamientos térmicos a más de 200 °C bajo atmósfera de nitrógeno en andosoles mostraron un detrimento en la CIC de 20%; (citados por Fuentes, 1971).

Las técnicas se agrupan para los distintos tipos de suelos de la siguiente manera:

- Ácidos.

Los dos tipos de determinaciones de CIC que se han empleado más extensamente son el de saturación-desplazamiento con amonio, generalmente realizado a pH 7.0 , y el método de adición, en el cual se suman todas las especies de cationes intercambiables (incluyendo el hidrógeno y aluminio, generadores de acidez o acidez intercambiable). Como el método más común de determinar acidez intercambiable se realiza con una solución para evitar la fluctuación a un pH 8.2 amortiguada, ordinariamente da un valor de CIC mayor que el obtenido por la técnica de saturación de amonio. Esto se debe al aumento de la CIC con el pH más alto producido por la materia orgánica, los minerales arcillosos especialmente la caolinita y el alófono. En cambio los suelos ricos en montmorillonita no muestran esta tendencia; (citados por Boul et al, 1981).

Quando se determina la CIC de suelos ácidos, la extracción suele realizarse con una solución de cloruro de bario-trietanolamina tamponada a pH 8.1, que permite valorar, simultáneamente la acidez de cambio; (Primo Yúfera, 1973).

Por lo que se refiere a suelos ácidos, una de las técnicas más difundidas ha sido la saturación del complejo de cambio con NH_4OAc y lavado de exceso de sales con etanol y BaCl_2 -TEA pH 8.1 propuesto por Peech (1963). Respecto a bases cambiables, la técnica más difundida ha sido la extracción de bases cambiables por medio de lavados con NH_4OAc 1N pH 7.0. Respecto a éste método, Rhoades y Kruger (1968) indican que la extracción de cationes estructurales de minerales silicatados, durante las determinaciones de cationes cambiables en suelos, pueden ser de gran importancia. La cantidad de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ que estos minerales liberaron cuando se reemplazó el suelo con minerales y se usó el método de acetato de amonio fueron de 0.3 a 21.8 m.e./100 g. En general las proporciones del catión extraído decrecieron en: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ .

Skeen y Summer (1965) estudiaron la influencia de una serie de soluciones extractoras para suelos ácidos, encontrando que el NaCl y NH_4Cl 2N, fueron los que obtuvieron valores más elevados, aunque estos no pasaron de 5.5 m.e./100 g; (citados por Puentes, 1971).

Al usar BaCl_2 0.5N después de lavar la muestra de suelo con 25 ml de buffer se mantiene el pH constante. El exceso de sales es removido por calentamiento de la muestra en Baño María. El bario

adsorbido se reemplaza con solución neutra de NH_4OAc y el bario es determinado por medio del fotómetro de flama.

Gillman (1979), propone que para las determinaciones rutinarias se usen sustancias sin amortiguar de BaCl_2 0.002M y MgSO_4 0.0015M, para aproximarse a las condiciones de campo para suelos de gran lavado. Pero Khanna et al, (1986) consideran que este método estima en menos los sitios de intercambio debido a una saturación incompleta por el bario, especialmente en los sitios ocupados por aluminio. Van Rosmalen (1974), menciona que el lavado del exceso de sales con alcohol o agua, usando en los métodos convencionales, causan considerables errores; si se evita el lavado y se usa una solución de BaCl_2 sin tampon y se percola con NH_4NO_3 y determinado el catión de referencia en la solución desorbida da resultados más rápidos y más reales. El método no es susceptible a errores causados por aniones o adsorción de sales.

- Alcalinos o Calizos

Rich (1962), estudió en algunos suelos retentivos de sales la eficiencia de varios solventes en la remoción del exceso de sal de saturación usada en la determinación de la CIC. Los suelos saturados con CaCl_2 con predominancia de arcillas 2:1 retenían sólo una pequeña cantidad de Cl^- , luego de dos lavados con agua y tres con metanol; en cambio suelos con predominio de caolinita y óxidos de hierro y aluminio retuvieron cantidades apreciables. El agua y el metanol fueron los solventes más eficientes en el lavado de las sales de exceso. Este autor observó, además que si los suelos eran tratados con un acetato, todos los tipos de suelos retenían canti-

dades significativas de sal, luego de seis lavados con metanol, (citado por Fuentes, 1971).

El método adecuado para los suelos calizos es el de bario. Los carbonatos de calcio y dolomita tienen una solubilidad limitada al pH de la solución extractante. Además el bario recubre las partículas de carbonato y dolomita impidiendo su disolución.

Los métodos no recomendados son el cloruro de calcio y el de amonio. El primero no es recomendable porque no es posible determinar los cationes de cambio por la interferencia de sodio y la segunda no es conveniente porque disuelve cantidades apreciables de Ca^{2+} y Mg^{2+} procedentes de carbonatos de calcio y dolomita; (López y López, 1985). La gran proporción de calcio que pasa a la solución impide la saturación con NH_4^+ de una porción apreciable de posiciones de intercambio; por ello, se puede obtener valores altos para el contenido en calcio y magnesio intercambiables y valores anormalmente bajos para la CIC; (Primo Yúfera, 1973).

Carpena y Lax (1972), mencionan que todos los procedimientos para determinar los cationes intercambiables en suelos calcáreos tienen el problema de interferencia de metales alcalinotérreos disueltos en carbonatos, los cuales se incluyen como cationes intercambiables. El método fue propuesto para determinar los cationes intercambiables en suelos calcáreos por mediciones de calcio y magnesio disueltos en los carbonatos de suelo usándose reactivos sugeridos por Mehlich. El método da resultados satisfactorios.

Papanicolaou (1976) dice que el uso de la solución de $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ como solución extractante en suelos calcáreos, da valores mucho

más elevados para la de las muestras del suelo en comparación con las que él obtuvo, cuando filtró sus muestras con solución de KNO_3 o NaNO_3 , (aún no han sido aclarados esos valores altos).

Polemio y Rhoades (1977) usaron cuatro sucesivos "equilibrios" con NaOAc 0.4N pH 8.2 y NaCl 0.1 (solución saturante) y es extraída con $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ a pH 7.0 en lugar de NH_4OAc ; ya que el magnesio no es fijado en el suelo. Concluyendo que el método es práctico y simple. Se recomienda especialmente bajo condiciones de zonas áridas para suelos calcáreos y yesíferos y para suelos que contienen zeolitas o feldespatos, (el método no se intentó para suelos ácidos).

Misopolinos y Kalovoulos (1984) proponen usar una solución saturante de 0.5M de litio mezclado en 80% de metanol a pH 8.2; ya que no disuelve los CaCO_3 . El método es más simple para laboratorios pequeños y da valores más elevados de CIC en comparación con los obtenidos por el método de Yaalon et al. (1962), para suelos calcáreos.

Gupta et al. (1985), especifican que el método de Bower et al. (1962), modificado por Polemio-Rhoades (1977) da valores más elevados de CIC que el método de Bower et al; aún para suelos con pH altos. Los valores más bajos de CIC (1.0 a 2.2 m.c./100 g de suelo) fueron obtenidos cuando la solución extractante se uso un pH de 8.6 . Concluyendo que el alcohol para los lavados del suelo, remueve el agua de hidratación o compite con el agua en las posiciones de coordinación de los iones intercambiables; el método únicamente debe ser usado en suelos alcalinos.

- Ando

Birrel (1961) señala que la CIC de los suelos alofánicos, de terminada por la técnica convencional de lixiviación, es dependiente del tamaño efectivo de los cationes utilizados de la concentración de la solución lixiviada, así como la fuerza y el volumen de alcohol utilizado en el lavado. Indica además, que la adsorción no ocurre en ausencia de agua y que está influenciada por el equilibrio de los valores de pH de las soluciones. La adsorción de cationes de estos suelos, de origen volcánico, se asemeja al comportamiento de Al_2O_3 hidratado. Experimentos de titulación indican que suelos que contenían alófono al igual que la montmorillonita mostraban poca o ninguna tendencia a retener iones H^+ cambiables, tales suelos presentaban gran superficie específica 270 a 330 m^2/g de suelo. Se pudo observar que las sumas de las bases más H^+ cambiabile es menor que la CIC, y la diferencia es mayor, cuanto más concentrada sea la solución extractora. La CIC aumenta con la concentración de NH_4^+ en la solución saturante, y baja con el volumen de OH^- cambiabile en el lavado, tanto para suelos volcánicos, alofánicos como lateríticos.

Acentuadas diferencias entre los valores de la CIC han sido señaladas para el alófono, siendo ello debido principalmente al alto grado de hidrólisis de los cationes cambiables durante el proceso de lavado con alcohol acuoso; así como la alteración de la composición de la superficie y las cargas electrostáticas que se producen como respuesta a las variaciones de pH en la solución con que se saturó el suelo en la determinación de la CIC, (citado

por Fuentes, 1971).

Pleysier y Juo (1980), determinaron que para los suelos de carga variable se debe usar un método que dé valores más realistas. Los otros métodos comunmente usados para la CIC, como el desplazamiento de NH_4OAc a pH 7.0 (Black C, 1975) y la suma de cationes usando 0.5M de BaCl_2 -TEA amortiguada a pH 8.2 para acidez intercambiable y NH_4OAc 1N para "bases" intercambiables con frecuencia resultan en una sobreestimación de la CIC. Esto es porque el pH alto y la concentración electrolítica alta, empleadas en estos métodos con frecuencia dan elevados incrementos en la superficie de carga negativa (o CIC), particularmente para suelos que contienen grandes aumentos de alófanos y óxidos e hidróxidos de fierro y aluminio; por lo cual propone el método de thiourea de plata como más eficaz para la determinación de la CIC en suelos alofánicos, ya que es rápido y efectivo.

Rich sugiere que, en suelos con altos contenidos de minerales amorfos, los mecanismos de retención de sales deben ser múltiples y complejos. Concibe que esta retención sea la resultante de una interacción entre grupos hidróxidos de fierro y aluminio y sal saturante. Es decir, grupos de hidróxidos de fierro y aluminio son retenidos por cargas negativas de la arcilla como iones o polímeros cargados positivamente, (citado por Fuentes, 1971).

El método propuesto por Matsue y Wada (1985) con 0.01M de SrCl_2 da una buena estimación de la CIC de un suelo filtrado a una concentración electrolítica y a un pH determinado para semejarlo a la solución del suelo en el campo sin considerar sus característi-

cas de carga; concuerda con esta opinión Searle (1936).

- Neutro

Sawhney y colaboradores (1959) realizaron estudios sobre la influencia de diferentes cationes sobre la CIC, emplearon para saturar los suelos, cationes fijables como NH_4^+ y K^+ y cationes no fijables tales como Ca^{2+} y Na^+ , además utilizaron suelos montmorilloníticos y otros ricos en vermiculita. En muestras montmorilloníticas obtuvieron valores de CIC muy próximos, tanto con Ca^{2+} como con K^+ . Para las muestras ricas en vermiculita, la CIC medida al saturar con K^+ y reemplazar con NH_4^+ , fue mucho menor que al saturar con Na^+ o con NH_4^+ . Cuando se utilizó NaOAc, como solución reemplazadora en suelos saturados con Ca^{2+} , los valores de CIC fueron significativamente mayores que cuando se usó NH_4OAc .

En suelos normales los cationes en la solución del suelo pueden fácilmente ser eliminados por efectos del lavado debido a que se mueven con la solución del suelo. Los cationes intercambiables son difíciles de remover por efecto del lavado a menos que la solución del suelo contenga una sal que suministre cationes que se intercambien con la adsorción por los coloides.

El método de acetato de amonio (pH 7.0) trabaja perfectamente bien en suelos ácidos, pero no es exacta en suelos neutros, calcáreos o salinos, debido a la complejidad de realizar las correcciones en lo que respecta a bases solubles en agua y las bases añadidas en el extracto, las cuales provienen de la disolución de silicatos y carbonatos, (citados por Fuentes, 1971).

2.6.2 Matemáticas

Las ecuaciones matemáticas que existen para determinar indirectamente la CIC de los suelos, varían para el lugar y el tipo de suelo; sin embargo, representa un método rápido y aproximado, el cual no requiere de técnicas analíticas complicadas. Entre las más utilizadas se tienen las siguientes:

- Los suelos pastizales del Occidente de Canadá contienen arcilla y materia orgánica, que en promedio tienen, respectivamente una CIC de 57 y 250 m.e./100 g. La CIC de esos suelos puede ser estimada, en forma aproximada con la ecuación siguiente:

$$CIC_{(\text{en m.e./100 g})} = (\% \text{ de materia orgánica } (2.5)) + (\% \text{ de arcilla } (0.57))$$

(Poth D., 1986).

- Recientemente fue usado un rango para suelos de alta precipitación en la Costa del Norte de Queensland, y los resultados comparados con los obtenidos por estimación del calcio adsorbido a un pH del suelo, fueron examinados diferentes suelos y se obtuvo la siguiente ecuación de regresión:

$$CIC = -0.14 + 1.09 CIC_{CB} \quad r^2 = 0.82$$

donde CIC_{CB} se refiere al valor obtenido por intercambio forzoso.

(Gillman y Sumpter, 1986).

- Son escasos los estudios específicos sobre la capacidad de intercambio de las arcillas en suelos de América Latina, pero Sombroek encontró una correlación específica entre la capacidad de intercambio de muestras de horizontes B y su contenido de arci-

llas, que permite deducir la presencia de caolinita en ellos. Por otro lado, Roeder y Bornemisza calcularon la capacidad de intercambio en suelos de Maranhao, Brasil; considerando valores de 12 m.e./100 g para las arcillas (caolinita) y 200 m.e./100 g para la materia orgánica y encontraron valores similares a los determinados analíticamente. Swidale indica para suelos de Hawaii, que al aumentar el contenido de alófono, aumenta la CIC resultando una capacidad de intercambio de 100 m.e./100 g de alófono. Las ecuaciones matemáticas entre el contenido de cambiadores (arcillas, óxidos e hidróxidos, materia orgánica) y la capacidad de intercambio de los suelos permiten interpretar la contribución de la fracción orgánica y mineral en esta propiedad de los suelos, para lo que resultan muy apropiadas las correlaciones múltiples como las publicadas por Yuan, Gammon y Leighty para suelos de Florida, donde encontraron para 83 suelos la siguiente ecuación:

$$\text{CIC (m.e./100 g)} = 0.68 + 1.73x_{\% \text{M.O.}} + 0.71x_{\% \text{arcillas}} =$$

$$n = 83 \quad R = 0.910$$

donde:

M.O. = materia orgánica

Dada la alta significancia estadística, esta fórmula permite calcular la CIC para los suelos de la región con características similares; (citados por Fassbender, 1975).

- Conociendo el contenido de humus y de algunos minerales de arcilla, es posible estimar la capacidad de cambio de un suelo de composición conocida. Se sabe que los tipos de arcillas suelen ser similares a lo largo de grandes zonas climáticas, de modo que pue

den considerarse los mismos que los existentes en suelos emparentados.

Con base en lo anterior, considerando un suelo de textura franca, de color oscuro, con un contenido del 4% de materia orgánica y un 20% de arcilla, de la cual, la mitad es montmorillonita y la otra mitad illita. La CIC se calcula de la siguiente manera:

% del material	CIC del material
4% de materia orgánica:	$0.04 \times 200 = 8 \text{ m.e./100 g de s.}$
10% de montmorillonita:	$0.10 \times 80 = 8 \text{ m.e./100 g de s.}$
10% de illita:	$0.10 \times 30 = 3 \text{ m.e./100 g de s.}$

donde:

s = suelo

Esta composición es representativa de muchos suelos de pradera de la parte Central de los Estados Unidos y otras regiones subhúmedas templadas. Por el contrario, algunos suelos del Sureste de los Estados Unidos presentan una CIC de sólo 9 m.e./100 g de suelo, y los suelos húmedos y ricos en materia orgánica pueden tener una capacidad de cambio muy superior (de 57.0 m.e.), algunos suelos muy arenosos poseen una capacidad prácticamente nula, (Thompson y Froeh, 1980).

2.6.3 Consideraciones para la Selección de los Métodos para la Determinación de la CICT

La determinación de la CIC generalmente comprende cuatro etapas, (Cajuste, 1977):

Primero. Saturación de los sitios de intercambio con una so-

lución reguladora que posea un catión determinado.

Segundo. Eliminación del exceso de sales.

Tercero. Desplazamiento con una solución salina del catión de saturación en los sitios de intercambio.

Cuarto. Determinación de la concentración del catión desplazado por la solución salina.

Debido a que algunas de las cargas de intercambio de cationes depende del pH, es necesario decir cuál debe ser el pH que debe tener la solución amortiguadora de saturación. Por convención se acepta el valor de pH 7.0, aunque debe reconocerse que en muchos suelos no es la verdadera medida de la CIC del suelo, tal como se encuentra realmente en el campo.

El catión que va actuar en la solución de saturación es muy importante. El catión saturante ideal debe cumplir los siguientes requisitos:

- Su determinación debe ser fácil y exacta.
- No debe provocar turbiedad por dispersión en los lavados.

Los cationes alcalinos, especialmente el litio y el sodio, frecuentemente originan problemas de dispersión.

- Debe reaccionar únicamente en los sitios de intercambio. En los suelos calcáreos, el bario es adsorbido sobre la superficie de CaCO_3 .

No debe mostrar efectos de fijación. Por esta razón, no son aconsejables el potasio ni el amonio en algunos suelos.

- Debe ser soluble al pH de la solución de saturación.
- No debe estar en el suelo como fuente significativa de con

taminación, porque sería después extraído por la solución desplazadora, por ello no es posible emplear el calcio ni el magnesio en suelos calcáreos.

Al hacer lavados suele haber dificultades. El método más empleado para evitar la dispersión consiste en usar una solución no acuosa por ejemplo, el alcohol etílico o la acetona; sin embargo, se aconseja mantener un porcentaje elevado de agua en soluciones iniciales de lavado, porque la mayoría de las sales iónicas tienen una solubilidad muy baja en alcohol o acetona. El número de lavados debe ser vigilado rigurosamente cuando se emplea el sodio como catión de saturación, debido a que este catión tiende a hidrolizarse con relativa facilidad, por lo que un lavado excesivo dará resultados bajos.

Rhoades (1982), menciona que existen fuentes de error en los métodos convencionales para la determinación de la CIC, y en cualquiera de los dos o tres pasos comúnmente usados los errores potenciales existen.

Primero. En la etapa de saturación, los sitios de intercambio no pueden ser saturados completamente con el catión saturante, porque otros cationes en la solución saturante compiten por los sitios de adsorción o porque los cationes reemplazantes no tienen la suficiente fuerza para reemplazar más fuertemente los cationes adsorbidos, por ejemplo, el aluminio intercambiable y sus formas de hidróxidos. Este error resulta en una baja de la CIC.

Segunda. En la etapa de lavado, ahí son cuatro fuentes potenciales de error. La adsorción del catión puede ser removido por hi

drólisis y reemplazado por el ion H^+ . Este puede ser reemplazado por cationes (especialmente Ca^{2+}) llevando dentro de la solución el solvente de lavado, disolución de carbonatos de calcio, yeso y silicatos. Los cationes intercambiables (específicamente partículas de arcilla fina y materia orgánica) pueden perderse durante la decantación. Algunas de las soluciones saturantes originales pueden ser retenidas en los sedimentos y subsecuentemente extraídas como un catión intercambiable, si el lavado es incompleto o si la sal es retenida. Todos estos son fuentes de error que estiman la CIC baja.

Tercera. En la etapa de reemplazamiento, existen dos fuentes de error. El catión adsorbido puede ser atrapado entre los interestratos por la contracción de silicatos expandibles 2:1 (especialmente vermiculitas y micas hidratadas) si la solución reemplazante contiene NH_4^+ o K^+ , es atrapado el catión saturante e impide ser reemplazado durante la extracción. Este es un problema común en muchos suelos áridos y los resultados es una baja en la CIC. También los cationes no intercambiables pueden ser extraídos de la zeolita, feldespato y otros minerales por la solución reemplazante. Este error también es común en suelos áridos.

Black C. (1975) indica que existen amplias evidencias experimentales que han demostrado que entre los reactivos usados para extraer cationes intercambiables o para saturar el suelo en la determinación de la capacidad de intercambio catiónico, no existen dos que produzcan resultados iguales en todos los suelos. Desde el punto de vista cuantitativo, por lo general las discre-

pancias son insignificantes, algunas sólo se presentan en determinados cationes o con suelos específicos.

2.7 Aplicación del Valor de la CICT

2.7.1 Grado Relativo de Intemperización del Suelo

Como resultado de los procesos de intemperización, los valores de CIC se correlacionan con la desaparición o ausencia de minerales intemperizados primarios y acumulación de minerales arcillosos secundarios de baja CIC. Los valores altos de CIC tienden a estar asociados con suelos menos intemperizados, que contienen minerales primarios intemperizables constituyentes de reservas de nutrientes para las plantas. Se ha sugerido, como punto arbitrario de división entre la CIC alta y baja, el valor de 10 m.e./100 g de suelo en subsuelos (horizontes B) con más de 30 a 40% de arcilla, (Boul et al, 1981). De acuerdo con lo anterior Duchaufour y Souchier (1984), obtuvieron una relación de algunos suelos basada en la arcilla predominante:

Unidad y grupo de suelo FAO/UNESCO	m.e./100 g de suelo.	Arcilla predominante.
Andosol	50 - 100	Alófono.
Rendzina	30 - 50	Montmorillonita, <u>i</u> lita.
Cambisol crómico	26	Caolinita.
Chernozem cálcico	40 - 50	Montmorillonita, <u>i</u> lita.
Vertisol	40 - 80	Montmorillonita, <u>i</u> lita, óxidos de fierro.

2.7.2 Significación en Nutrición Agronómica y Forestal

Una alta CIC en suelos minerales se deduce que poseen una alta capacidad de almacenamiento de nutrimentos para las plantas; sin embargo, si un suelo es ácido, posiblemente contiene grandes cantidades de aluminio intercambiable con problemas serios de acidez, (Boul et al, 1981). Para obtener la CIC y deducir la nutrición agronómica de algunos suelos Teuscher y Adler (1979) (citados por De la Teja y Valencia, 1983), realizaron un estudio con 240 suelos de Estados Unidos de donde obtuvieron los siguientes rangos:

% de Suelos	CIC m.e./100 g de suelo
2	10
*62	15 - 45
2	60

* El 17% del 62% tiene 25 - 30 m.e./100 g de suelo. El 34% restante del total de los suelos estudiados, dan valores no significativos por lo cual no fueron considerados dentro de estos rangos.

2.7.3 Prácticas de Ingeniería

Los suelos minerales (relativamente bajos en materia orgánica) con muy alta CIC (mayor de 20 ó 25 m.e./100 g) generalmente contienen cantidades significativas de montmorillonita, las cuales están asociadas con potenciales altos de concentración-expansión y alta extensibilidad lineal. El conocer la textura en las

prácticas de ingeniería civil, sirve para deducir la textura la cual es importante en el estudio de la mecánica del suelo y en el tipo de construcción a realizar; Boul et al, (1981).

Buckman y Brady (1977) muestran un estudio realizado a 26 suelos de Estados Unidos para obtener la CIC basada en la textura:

Tipo de suelo (textura)	m.e./100 g de suelo
Arenoso	2 - 6
Franco-arenoso	2 - 9
Franco	7 - 16
Arcilloso	20 - 58
Franco-limoso	12 - 26

Dichos autores, mencionan que existe una amplia correlación entre la textura y la CIC aumentando ésta para los suelos de textura fina. Las arenas y depósitos de carbonatos de calcio arenosos, son pobres en arcilla coloidal y casi siempre deficientes también en humus. Los suelos pesados, en contraste marcado, siempre llevan más arcilla y en general también, más materia orgánica. De aquí que sus capacidades de adsorción catiónica por lo general sean mayores.

Al par que se puede esperar que estas variaciones de la CIC se produzcan entre suelos de diferentes texturas, acaso sea una pequeña sorpresa encontrar que las diferencias entre grupos texturales similares, a veces no se dan.

Fassbender (1975), considera que los procesos de intercambio catiónico y aniónico, que resultan de las interacciones de las fases sólida y líquida del suelo, dependen de la composición y de

las características del complejo coloidal así como de la composición de la solución del suelo.

2.7.4 Índice de Fertilidad

Foth et al, (1981) indica que los equilibrios químicos resultantes son reversibles y varían de acuerdo a las influencias climáticas y ecológicas que actúan sobre el suelo y que también regulan la disponibilidad de los elementos nutritivos. Los suelos que tienen mayor CIC presentan más resistencia a los cambios de pH y son los más amortiguados.

Todo esto nos permite interpretar el valor de la CIC en forma indirecta sobre la fertilidad del suelo en cuestión, para lo cual tendremos que a mayor CIC, mayor será su fertilidad; esto se da, considerando los aspectos arriba mencionados.

Los datos de CIC se emplean como base para computar el "porcentaje de saturación de bases", una cualidad edafológica y nutricional de los suelos, usada ampliamente. Existe diversidad de criterios en cuanto a los rangos para expresar la CIC y no se conocen parámetros universales para poder determinar si un valor es bajo, medio o alto, sin embargo, se han realizado intentos para agrupar dichos valores basándose en características distintas.

Es así como surge un intento por dar una interpretación de rangos de la CICT con fines de fertilidad, por parte de De la feja y Valencia (1983):

CIC m.e./100 g de suelo (rangos)	Interpretación
menos de 9	Extremadamente bajo
10 - 19	Muy bajo
20 - 29	Bajo
*30 - 39	Medio
40 - 49	Alto
50 - 59	Muy alto
más de 60	Extremadamente alto

* el valor de 35 m.e./100 g de suelo es el que se considera más adecuado para un suelo agrícola.

2.7.5 Clasificación

Papadakis J. (1980), propone una clasificación de suelos según su capacidad de intercambio catiónico (CIC); para lo cual se basa en que los componentes más importantes del suelo son: la arcilla, la materia orgánica y los iones por ellos adsorbidos; siendo la más importante propiedad su capacidad de intercambio. De éstos componentes depende también la fertilidad y capacidad productiva del suelo. Por lo tanto, la clasificación debe empezar con estas características; poniendo en relieve las diferencias entre suelos desde este punto de vista.

Para tal efecto se debe considerar que existen tres tipos de alteración: alítica, sialítica y podsólica. La alteración alítica elimina mucho sílice y forma suelos con arcillas 1:1 y sesquióxidos de baja capacidad mineral de intercambio. La alteración sialíta

tica elimina menor cantidad de sílice y se forman arcillas 2:1 de capacidad mediana de intercambio. La alteración podsólica que elimina de la superficie no solamente sílice sino también sesquióxidos, más especialmente fierro y forma un horizonte "spódico" rico en sesquióxidos a cierta profundidad. Además los suelos geológicamente jóvenes, ricos en minerales fácilmente alterables, más especialmente los volcánicos, tienen todavía arcillas no cristalizadas, y su capacidad de intercambio es muy alta.

Con base en estas consideraciones se puede elaborar la siguiente clasificación:

- Suelos óxicos (Ox). Tca/100 - Tca/arcilla entre 0 y 0.50. El término óxico u Ox, puede ser acompañado por un número que indica la suma de bases adsorbidas del horizonte óxico con menor capacidad de intercambio.

- Suelos ilífticos (Il). Tca/100 - Tca/arcilla superior a 0.50; Tca inferior a arcilla.

- Suelos ándicos (An). Tca, superior a arcilla. El término ándico u An puede ser acompañado con un número que indica la suma de bases adsorbidas por el horizonte ándico de mayor capacidad de intercambio (pero en ningún caso superficial).

- Spódicos (Sp). Tienen un horizonte iluvial con Tca superior a arcilla. El término spódico o Sp puede ser acompañado con un número que indica su contenido en carbono orgánico (porcentaje).

Tca. Es la capacidad de intercambio a pH aproximadamente 7.0 Si la CIC se determinó a pH 8.0, se debe multiplicar por 0.75; y si se conoce solamente la capacidad efectiva (S - A1) se le debe

multiplicar por 1.40. Estos coeficientes aproximados deberán cambiar según el caso y los pedólogos sabrán cuál será el coeficiente que deben aplicar en cada caso; pero las diferencias de relación son tan grandes que en general un error en el coeficiente no puede conducir a una clasificación errónea; en fin, se debe siempre tener en cuenta, que si un suelo está al límite entre dos tipos, es intermedio entre ellos.

La clasificación debe hacerse sobre un horizonte no-húmico (menos de 1% de carbono) excepto naturalmente cuando todos los horizontes tienen más del 1%, como ocurre en muchos suelos volcánicos u orgánicos; pero en suelos volcánicos la Tca es tan alta, que el error no importa mucho. Excepto el caso de discontinuidad geológica, se puede clasificar un suelo, con base a cualquier horizonte. Pero el horizonte C, por ser más joven puede tener relación Tca/arcilla más alta; si un horizonte inferior tiene Tca arcilla, se le llama (An); la abreviación puede ser acompañada por 2 números, el primero muestra S del horizonte y el segundo la profundidad a la que empieza; por ejemplo:(An) 30/90; el segundo número puede omitirse.

Los suelos óxicos (oxisoles, ultisoles) se forman bajo condiciones de intenso cambio, alto índice de alteración y largo tiempo. Se pueden encontrar en climas templados o secos, como paleosuelos, el caso más común es en Australia.

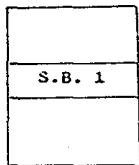
Los suelos illíticos son suelos de las regiones templadas y/o secas. Se les puede decir normales, porque hasta hace poco la pedología ignoraba los suelos óxicos y ándicos.

Los suelos ándicos son suelos volcánicos relativamente jóvenes; pero se pueden encontrar también en materiales de fácil meteorización (basalto, etc); cuando el suelo es muy joven (o rejuvenecido por la erosión).

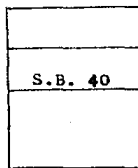
Los suelos podsólicos se forman bajo humus ácido (mor), de materiales pobres en minerales alterables, principalmente bajo bosque conífero; abundan en la taiga boreal y en países con clima marítimo frío.

Los suelos volcánicos son los más productivos. La gran capacidad de adsorber fósforo, hace la fertilización localizada con este nutrimento.

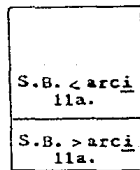
En América Latina se puede decir que casi todo el Brasil y la Amazonia tienen suelos óxicos. Por el contrario México, América Central, toda la Cordillera de los Andes y las áreas del Norte y Oeste de dicha Cordillera, toda la Argentina excepto Misiones tienen suelos illíticos o volcánicos; y muchos de los suelos illíticos son volcánicos viejos. En el Caribe también hay muchos suelos que por haberse formado de materiales volcánicos o calcáreos son illíticos o ándicos. Ejemplos de la clasificación:



Oxico 1



Andico 40



Andico

Cuadro No. 1. Límites de la CICT que marca la FAO, según Duchaufour (1977) y Fitz Patrick (1984); (recopilación).

CLASE DE SUELOS (NOMBRE)	DERIVACION DEL NOMBRE	TIPO Y/O CANTI DAD DE ARCILLA	MATERIA ORGANI CA	DESCRIPCION DE LA CIC Y DEL pH
ACRISOLS	Acris= muy áci- do, bajo en bases	Caolinita, ses- quióxidos, illi- ta > prof. > > arcilla	Moder 29% con débil activi- dad; Humus ba- jo contenido	CIC oscila entre 20 y 24 m.e./100 g. - 35 m.e. % en horiz. Ah, por la M.O. - 45 m.e. % en horiz. B argílico, por la arcilla
ANDOSOLS	An= oscuro Do= suelo, ricos en vidrio vol- cánico	Alófano 30%, arcilla baja 20 a 25%	Mull ácido, contenido alto más del 20%	CIC elevada 45 m.e. a pH 7.0 en A ₁ , con carga variable; la CIC puede al- canzar más de 120 m.e./100 g. Los pH son bajos de 4.5 a 6.5
ARENOSOLS	Arena= arena, textura gruesa	Caolinita, arc- na gruesa, cuar- zo	2% de M.O.	CIC baja, por el bajo contenido de ar- cilla, > 24 m.e./100 g de arcilla; pH 6.0 a 7.0
CAMBISOLS	Cambiare= cambio intemperizados in situ	Illita, caoli- nita y sesqui- óxidos menor cant. de mont- morillonita. A > prof. > arci- lla, textura media	Mull forestal activo 9.6% (abundante); Mull ácido en menor cant. 3 a 15%	CIC relativamente elevada debido a la M.O., 24 m.e./100 g en A ₁ (B) y llega a sobrepasar los 100 m.e.; pero ésta suele disminuir con la prof. y depen- de del pH, cont. de arcilla y de M.O. pH 5.0 a 6.5, a > prof. > pH
CASTAÑOZEMS	Castaña= castaño rico en M.O. color pardo	Montmorillonita, illita	M.O. 3 a 6%	CIC muy elevada de 15 a 16 m.e./100 g o sea más de 100 m.e./100 g de arcilla a pH 8.4 (20 a 30 m.e. %); pH superior a la neutralidad (7.0 a 8.0).
CHERNOZEMS	Chern= negro, Zi- mel= tierra, suelos negros con M.O.	Montmorillonita 37 a 38%, mica y fracción de illita	Acidos húmi- cos de 3 a 15% disminuye con la prof.	CIC elevada debido a la cant. y cali- dad de la arcilla y M.O., 35 a 40 m.e. /100 g de suelo; pH 6.0, la parte su- perior de 5.5 a 8.0, con la prof.

Continuación:

CLASE DE SUELOS (NOMBRE)	DERIVACION DEL NOMBRE	TIPO Y/O CANTI DAD DE ARCILLA	MATERIA ORGANI CA	DESCRIPCION DE LA CIC Y DEL pH
FEOZEMS	Phalos=negruzco	Montmorillonita, mica, illita y clorita; arcilla 30 a 40%	Disminuye con tm., 5% horiz. superfl., 1 y 2% horiz. medio	CIC bastante elevada 27 m.e. en A, y 28 m.e./100 g en B, variable debido al tipo de arcilla; pH > 7.0 superfl., pH 5.0 a 7.0 horiz. medio coincide con el máximo de arcilla
FERRALSOLS	Ferrus=fierro y aluminio, g levado cont. de sesquióxidos	Proporción baja de limo arcilloso, pseudo arena, sesquióxidos de Fe y Al, caolinita 8%, gibsitita y peqa. cont. de mica hidratada	M.O del 4%, excepto cuando existe Mor tropical, asciende al 36%	CIC muy baja por la caolinita de 6.2 18 m.e./100 g de arcilla, el valor total del suelo es de 12 m.e./100 g de suelo a pH 4.8; pH de 4.5 a 5.5
FLUVISOLS	Fluvius=rfo, planicie de inundación, depósito aluvial	Pirita, alto cont. de limo y arcilla	0.35% de M.O.	CIC moderada, pH de 3.5 a 4.5
GLEYSOLS	Gley=masa de suelo fangoso, exceso de agua	Montmorillonita y vermiculita, migajón	Anmoor cálcico e hidromull M.O. > 50%	CIC mínima en A de 5 m.e./100 g, máxima en B de 12 m.e./100 g. Cuando existe anmoor es de 45 m.e./100 g, cuando existe hidro mull es baja cuando el cont. de M.O. también es bajo; pH 4.5 a 7.5, y prof. moderadam. ácido
HISTOSOLS	Histos=tejido ricos en M.O. parcial, descompuesta	Cuarzo	Turba, anmoor 28% de M.O.	CIC mayor de 50 m.e./100 g

Continuación:

CLASE DE SUELOS (NOMBRE)	DERIVACION DEL NOMBRE	TIPO Y/O CANTI DAD DE ARCILLA	MATERIA ORGANI CA	DESCRIPCION DE LA CIC Y DEL pH
LUVISOLS	Luo=lavar, acu mulación ilu- vial de arcilla	Vermiculita, illita, caolinita y sesquióxidos. degradación moderada, textura media	Mull activo 95% Mull ácido con tendencia a Moder del 4 a 9% a) prof. < M.O.	CIC varía de 4.3 a 12 m.e. y puede llegar a 28 m.e./100 g, proporcional al cont. de arcilla y M.O.; pH 5.5 a 6.5 disminuye de 4.5 a 5.0 llegando en ocasiones a) prof. a 7.5
PODZOLS	Pod=debajo, So la=ceniza, ho riz. fuertes. lixiviado	Caolinita, sílice, alúmina, sesquióxidos	Moder, ácidos fúlvicos 2%, 70% en superf. < en horiz, medio M.O. elevada	CIC relativamente elevada 22 m.e./100 g en A,B, debido al alto cont. de M.O. bien húmificada, pero en los demás horizontes la CIC es baja, de 2 a 12 m.e./100 g, debido a M.O., pH en capas superiores ácido, de 3.5 a 4.5 hasta 5.5 a) prof.
PODZOLUVISOLS	De podzol y luvisol	Mica, caolinita, vermiculita, illita; ligera a moderada la textura	Mull de descomposic. rápida 0.3 a 6%	CIC mediana, mínima en A (8 m.e./100g) y máxima en B (26 a 28 m.e./100g); pH aumenta constantem. 5.0 a 6.0
RENZINAS	Renzdic=ruido suelo delgado y pedregoso	Textura media a fina	Mull calizo más del 20%	CIC muy alta 50 m.e. en A, y 30 m.e. en A,C, debido al cont. elevado de M.O. pH 8.1 o más.
SOLONETZ	Sol=sal	Cont. elevado de arcilla, mica, caolinita y montmorillonita, contienen cuarzo	M.O. en horiz. superfl. varia ble < del 10%	CIC de 15 a 35%, varía con la textura y la mineralogía de la arcilla; pH de 6.0 a 7.5 en la superficie, aumenta a 8.5

Continuación:

CLASE DE SUELOS (NOMBRE)	DERIVACION DEL NOMBRE	TIPO Y/O CANTI DAD DE ARCILLA	MATERIA ORGANI CA	DESCRIPCION DE LA CIC Y DBL pH
VERTISOL	Verto=voltear	Arcilla unifor me > al 35% en ocasiones pasa del 80%, mont- morillonita, y en ocasiones mica, caolini- ta e illita	Acidos húmicos del 5%, por lo general de 1 a 2%	CIC de 25 a 80 m.e.%, debida a la com- posición y cont de arcilla, CIC eleva- da en ocasiones llega a 100 m.e./100 g de arcilla; pH 6.0 a 8.5
XEROSOLS	Xeros=seco	> arcilla, < li- mo y arena fi- na, > arena gruesa y grava contiene illi- tas	M.O. varía del 1 al 4%	CIC 10 y 25 m.e.%, debida a composi- ción de arcilla, disminuye con la pro- fundidad de 8 a 10 m.e.% a pH 7.4; pH 7.0 a 8.0, máximo 8.5 en horiz. cálci- co

Descripción de abreviaturas:

prof. = profundidad
m.e. = miliequivalentes
horiz. = horizonte
M.O. = materia orgánica
cant. = cantidad
cont. = contenido
constm. = constantemente
superfl. = superficial
peqa. = pequeña
moderadan. = moderadamente
.: = por lo tanto

> = mayor que
< = menor que
parcialm. = parcialmente
fuertem. = fuertemente
descomposic. = descomposición

3 PARTE EXPERIMENTAL

3.1 Diseño del Experimento

Para este trabajo se escogió el diseño experimental de "Bloques Completamente al Azar", debido a que es el diseño más simple y se le usa cuando las unidades experimentales son homogéneas, y cuando la variación entre ellas es muy pequeña; tal es el caso de experimentos de laboratorios, invernaderos, gallineros, etc. En los que las condiciones ambientales son controladas, esta es una prueba con un solo criterio de clasificación.

Dentro de algunas de sus ventajas se encuentran:

- Es fácil de planear.
- Es flexible en cuanto al número de tratamientos y repeticiones, el límite está dado por el número de unidades experimentales.
- No es necesario que el número de tratamientos sea igual al número de repeticiones.
- Por no tener muchas restricciones, aumenta el número de grados de libertad para el error.
- Cuando los datos de algunas de las unidades se hayan perdido, o se rechacen por alguna causa, el método de análisis sigue siendo sencillo.
- Por otro lado, la pérdida de información debida a los datos faltantes, es de menor importancia que en cualquier otro diseño.

Una vez realizado el Análisis de Varianza y para determinar en qué tratamientos existía o no, diferencia significativa se procedió a realizar una prueba de comparación de medias, la "Prueba de Tukey"; la cual es bastante estricta y mantiene la probabilidad de que cualquier diferencia de medias haya sido declarada falsamente significativa, en el nivel α fijado. Dicha prueba se le denomina DMSH y cuando se utiliza para distinto número de repeticiones su denominación es DMSH'.

El procedimiento es calcular un valor de DMSH a partir de la siguiente fórmula:

$$DMSH = q_{\alpha, t, g.l.} \cdot s_{\bar{x}}$$

donde:

$q_{\alpha, t, g.l.}$ = Factor obtenido de las tablas de rango estudentizado con un nivel de significancia dado, t tratamientos y g.l. los grados de libertad del error.

$$s_{\bar{x}} = \sqrt{s^2/r} = \sqrt{CMER/r} = \text{desviación estándar de la media.}$$

Cualquier diferencia entre dos medias se declara estadísticamente significativa si excede el valor de la DMSH.

Cuando la prueba se utiliza para distinto número de repeticiones, entonces se aplica la siguiente fórmula:

$$DMSH' = w' = q_{\alpha, t, g.l.} \cdot \sqrt{CMER} \quad \text{y,}$$

$$w' = \sqrt{\frac{1}{2} \left(\frac{1}{E_1} + \frac{1}{E_2} \right)}$$

De la misma forma, cualquier diferencia entre dos medias se declara estadísticamente significativa si excede el valor de la

DMSH'; Steel y Torrie (1985).

Para los datos que se eliminaron se utilizó la "Prueba Q" aplicable en aquellos experimentos menores de 10 resultados, donde puede existir un resultado que se desvíe de la media más que algún otro. Si se conoce la causa de dicho error, el resultado debe eliminarse. Frecuentemente la causa es incierta y se debe tomar la decisión de incluir el dato como válido o eliminarlo, por lo cual la prueba Q es objetiva para tomar tal decisión:

$$Q = \frac{\text{valor sospechoso} - \text{valor más cercano a él}}{\text{valor mayor} - \text{valor menor}}$$

Para determinar qué valor podría ser sospechoso, se usó el criterio de que aquel valor que se saliera del rango de sumada y restada dos veces la desviación estándar muestral a la media, se podría considerar sospechoso.

El valor Q es determinado mediante los datos y comparados con un valor tabulado, con un nivel de confiabilidad del 90%. Si $Q(\text{experimental}) > Q(\text{tablas})$, el valor puede ser eliminado con un 90% de confiabilidad; Pecsok et al, (1976).

3.2 Materiales y Métodos

Los suelos que se utilizaron fueron colectados en diferentes lugares del Estado de México, debido a la cercanía con la P.E.S.-Cuautitlán.

Para ubicar los sitios de muestreo se recurrió a cartas edafológicas (con pozos de verificación), y posteriormente se reali-

zó en los sitios de muestreo la determinación del pH con un potenciómetro portátil.

Como entre los objetivos de esta tesis, no se considera dar una recomendación para una zona en especial, la selección de los suelos se hizo con base en el valor de pH y a la cantidad de alófono que contenían, motivo por el cual no se hace necesario incluir el croquis de localización. Por lo tanto los suelos colectados fueron los siguientes:

- Suelo Acido, "La Comunidad", Jilotepec.
- Suelo Alcalino, "San Miguel Tocuila", Texcoco.
- Suelo de Ando*, "San Sebastián Xhala", Cuautitlán Izcalli.
- Suelo Neutro*, "Ex-rancho Almaráz", F.B.S. - Cuautitlán Izc.

* A este suelo se le denominó de "Ando", debido a su elevado contenido de alófono y a que su pH era mayor de 7.0. Cabe aclarar que el suelo neutro, también contiene alófono pero su pH es muy cercano a la neutralidad (pH 7.0).

Para comparar la efectividad de las técnicas seleccionadas se utilizó como testigo a la arcilla "Caolinita".

En las cinco técnicas empleadas para la determinación de la CIC, se utilizaron los materiales arriba mencionados como intercambiadores; con un manejo de diez repeticiones para cada uno. Las técnicas seleccionadas para la determinación de la CICT, fueron las siguientes:

3.2.1 Percolación con Cloruro de Calcio (CaCl_2) y Cloruro de Sodio (NaCl).

Reactivos. 50 ml de CaCl_2 1N, pH 7.0 por muestra; 50 ml de alcohol etílico al 96% por muestra; 50 ml de NaCl 1N, pH 7.0 por muestra; solución de EDTA 0.02N para titular; 10 ml de solución buffer de hidróxido de amonio pH 10 por muestra; 5 gotas de KCN al 2% por muestra; 5 gotas de clorhidrato de hidroxilamina por muestra; 5 gotas de negro de eriocromo T (NET) por muestra.

Material. Un embudo de naige o de vidrio por muestra; 3 vasos de precipitados de 250 ml; un matraz Erlenmeyer de 250 ml por muestra; 3 pipetas de 10 ml; una bureta de 25 ml; papel filtro Whatman del número 3 o algodón; matraz volumétrico de 50 ml; balanza analítica; probeta de 10 ml; gradilla.

Procedimiento:

1o. Pesar 3 g de suelo seco tamizado y colocarlo en un embudo con papel filtro o con algodón.

2o. Agregar 5 veces (10 ml cada vez) de CaCl_2 1N pH 7.0, se desecha el filtrado.

3o. Agregar 5 veces (10 ml cada vez) de alcohol etílico, se desecha el filtrado.

4o. Agregar 5 veces (10 ml cada vez) de NaCl 1N pH 7.0, aforar a 50 ml con solución NaCl , se guarda el filtrado, se afora y se toma una alícuota de 10 ml.

5o. La alícuota tomada del filtrado, se pasa a un matraz Erlenmeyer de 250 ml, se agregan 10 ml de solución buffer pH 10, 5

gotas de KCN al 2%, 5 gotas de clorhidrato de hidroxilamina, 5 gotas de indicador de negro de eriocriomo T.

60. Titular con EDTA 0.02N hasta que el color vire de púrpura a azul.

Cálculos:

$$\text{CIC}(\text{m.e./100 g}) = \frac{\text{ml de EDTA} \times N \times \text{F.C.}}{\text{g de muestra}} \times 100 =$$

donde:

N = normalidad del EDTA

F.C. = factor de corrección

Jackson, (1964).

3.2.2 Centrifugación con Acetato de Sodio (NaOAc), pH 8.2

Reactivos. Acetato de sodio (NaOAc), 1N pH 8.2; etanol al 96%; Acetato de amonio (NH_4OAc), 1N pH 7.0.

Material. Muestras de suelo de 1 g; tubos de centrifuga; centrifuga; agitadores de vidrio; vasos de precipitados por muestra; jeringas desechables; matraces volumétricos; buretas; gradillas; fotómetro de llama.

Procedimiento:

10. Pesar muestras de suelo seco y tamizado, 1 g, con una exactitud del 1% y colocar en tubos de centrifuga.

20. Añadir 10 ml de NaOAc y agitar con los agitadores durante 3 min.

30. Centrifugar hasta que el líquido sobrenadante esté claro (7 min a 90,000 rpm). Decantar el líquido sobrenadante con las jeringas para evitar la pérdida de materia orgánica, tan completa-

mente como sea posible y descártese. Repetir 4 veces, descartando cada vez el líquido sobrenadante. Después de la última saturación eliminar los posibles cristales de acetato que queden en los bordes.

4o. Añadir 10 ml de etanol a cada tubo, agitar durante 3 min con los agitadores y centrifugar, hasta que el líquido sobrenadante esté claro (7 min a 90,000 rpm). Decantar y descartar el líquido sobrenadante con las jeringas. Repetir la operación 4 veces, o hasta que la conductividad eléctrica del líquido sobrenadante del último lavado sea de entre 55 y 40 mmhos por centímetro. De manera opcional, disminuir el volumen en unos 5 ml de cada lavado.

5o. Reemplazar el sodio adsorbido de la muestra por extracción con 4 porciones de 10 ml de solución de NH_4OAc . Se determina la concentración de sodio como se describe en la extracción de fotometría de llama, con este último filtrado, el cual se guarda y se afora a 50 ml con NH_4OAc .

Cálculos:

$$\text{CICF}_{(\text{m.e./100 g})} = \text{Valor de la curva} \times \text{Dilución} \times 0.2174 =$$

en ppm

donde:

0.2174 se obtuvo de:

$$= \frac{\text{Lectura curva} \times \text{Vol. de aforo de la extracción}}{\text{Peso atómico del Na} \times 10}$$

Chapman, (1986).

3.2.3 Centrifugación con Calcio-Sodio-EDTA

Reactivos. Cloruro de calcio (CaCl_2) 1N pH 7.0; etanol al 96%

Cloruro de sodio (NaCl) 1N pH 7.0; EDTA al 0.02N; Buffer pH 10.0; Acetato de sodio (NaOAc) 1N; Nitrato de plata (AgNO_3); indicador negro de eriocromo T (NET); KCN al 2%; clorhidrato de hidroxilamina al 4.5%,

Material. Muestras de suelo de 1 g; tubos de centrifuga; centrifuga; agitadores de vidrio; buretas de 25 a 50 ml; matraces Erlenmeyer de 250 ml; jeringas desechables de 5 a 10 ml; Baño María; soportes universales; matraces volumétricos; gradillas.

Procedimiento:

1o. Pesar 1 g de suelo secado al aire y colocarlo en un tubo de centrifuga de capacidad de 15 ml, añadir 10 ml de la solución de NaOAc pH 7.0 y digerir en Baño María por 30 min a ebullición, agitar periódicamente; se pasa a la centrifuga durante 7 min a 90,000 rpm y se descarta el líquido sobrenadante con las jeringas. Se centrifuga 4 veces con NaOAc; agitar con los agitadores entre cada vez, 3 min, para eliminar el exceso de sales.

Para el suelo alcalino se centrifuga, se desecha el sobrenadante y una vez más se coloca a Baño María; posteriormente se cuentan las 4 veces en la centrifuga.

2o. Centrifugar la muestra 5 veces con una solución de CaCl_2 agitar 3 min cada vez. Lavar el exceso de sales con alcohol, 5 veces agitando 3 min cada vez.

3o. Hacer pruebas de la eliminación total de CaCl_2 con unas gotas de AgNO_3 en el sobrenadante de la última lavada con alcohol.

4o. Reemplazar el calcio del suelo, lavando 5 veces con la solución de NaCl, agitar 3 min cada vez; recojer los lavados en

un matraz Erlenmeyer. Aforar a 50 ml y tomar una alícuota de 10 ml
50. Añadir a la alícuota 10 ml de buffer pH 10, más 5 gotas
del indicador negro de eriocromo T, 5 gotas de KCN al 2% y 5 gotas
de clorhidrato de hidroxilamina. Hacer una prueba en blanco con
NaOAc hasta que vire a azul con la solución de EDTA.

Cálculos:

$$CICR(m.e./100g) = \frac{ml \text{ EDTA} \times N \times F.C.}{g \text{ de muestra}} \times 100 =$$

donde:

N = normalidad del EDTA

F.C. = factor de corrección, en este caso es igual a 5,
por haber aforado a 50 ml.

Jackson, (1964).

3.2.4 Centrifugación con Cloruro de Bario ($BaCl_2$) - Trietanolamina (TEA)

Reactivos. Trietanolamina (densidad 1.125 g/ml, 8N); cloruro de bario dihidratado ($BaCl_2$); ácido clorhídrico (HCl); cloruro de magnesio ($MgCl_2$); EDTA 0.02N; negro de eriocromo T (NET); KCN al 2%; clorhidrato de hidroxilamina; solución buffer de acetato de amonio (NH_4OAc) pH 10.0.

Material. Una bureta de 50 ml; un matraz aforado de un litro matraces Erlenmeyer de 250 ml; tubos de centrifuga; centrifuga; una probeta de 25 ml; una probeta de 100 ml; pipeta de 10 ml y de 25 ml; dos pinzas de bureta; muestras de suelo de 1 g.

Procedimiento:

1o. Pesar muestras de suelo de 1 g, tamizado y secado al aire, colocar en tubos de centrifuga de 15 ml. Añadir 10 ml de $BaCl_2$ agitar con un agitador durante 3 min. Centrifugar durante 7 min a 90,000 rpm. Separar el líquido sobrenadante con jeringas desechables, se repite la operación 4 veces.

2o. Añadir al suelo resultante de las operaciones anteriores en el mismo tubo, 10 ml de $MgCl_2$, agitar durante 3 min, centrifugar 7 min a 90,000 rpm, se repite la operación 4 veces.

3o. Agregar $NaCl$ y hacer lo mismo que en el punto 1o. y 2o., pero se guarda el sobrenadante. Aforar a 50 ml, se toma una alícuota de 10 ml que se pasa a un matraz Erlenmeyer.

4o. A cada Erlenmeyer de 250 ml, añadir 10 ml de la solución buffer, 5 gotas de KCN, 5 de clorhidrato de hidroxilamina y 2 ó 3 dependiendo del color de la solución de negro de eriocromo T, y se titula con EDTA.

Cálculos:

$$CIC_{T(m.c./100 g)} = \frac{Vol. EDTA \times N \times F.C. \times 100}{g \text{ de muestra}}$$

donde:

- Vol. = Volumen utilizado de EDTA en cada muestra.
- N = Normalidad del EDTA
- F.C. = Factor de corrección 5, por haber aforado a 50 ml.

Chapman, (1986).

3.2.5 Destilación por Macro-Kjeldahl

Reactivos. Etanol al 96%; acetato de amonio (NH_4OAc), 1N,

pH 7.0; hidróxido de sodio al 40% (NaOH); ácido bórico al 2% (H_3BO_3); ácido sulfúrico 0.01N (H_2SO_4); indicador mezclado; granallas de zinc.

Material. Muestras de suelo de 5 g secados al aire, matraces Erlenmeyer de 250 ml, agitadores de vidrio, embudos, papel filtro Whatman no. 3, matraces volumétricos (opcional), matraces macrométricos Kjeldahl de destilación y aparato Kjeldahl.

Procedimiento:

1o. Pesar 5 g de suelo y colocarlos en embudos con papel filtro del no. 3; añadir 10 ml de acetato de amonio, 5 veces y desechar el filtrado.

2o. Añadir etanol al 96% de suelo saturado de amonio que quede en el embudo hasta que el producto lixiviado dé una prueba negativa para el amoniaco. Agregar 10 ml de etanol, 5 veces y desechar el filtrado.

3o. Lixiviar el material del suelo con 10 ml, de cloruro de sodio acidulado, 5 veces; utilizando incrementos pequeños. Drenarse por completo entre cada incremento. Transferir el producto lixiviado a un matraz volumétrico de 250 ml y ajustar el volumen hasta la marca.

4o. El producto lixiviado se coloca en un matraz Kjeldahl con granallas de zinc e hidróxido de sodio y se conecta al aparato de destilación de vapor.

5o. Se recoje en un matraz Erlenmeyer que contenga previamente ácido bórico al 2% y se titula con ácido clorhídrico e indicador mezclado.

Cálculos:

$$\text{CICT}_{(\text{m.e./100 g})} = \frac{\text{ml HCl} \times \text{N del ácido}}{\text{g de muestra}} \times 100$$

donde:

ml HCl = ml de ácido clorhídrico utilizado en la titulación.

N del ácido = Normalidad del ácido.

Chapman, (1936).

Nota: Los reactivos utilizados en cada una de estas técnicas son de grado analítico y las soluciones se prepararon de acuerdo a las concentraciones y características necesarias.

Para la selección de las técnicas, se hizo un análisis y determiné qué técnicas se adecuaban a los recursos disponibles de los laboratorios de suelos y son usadas más comúnmente.

4 RESULTADOS

A continuación se presentan los cuadros de los resultados obtenidos de la calibración de las cinco técnicas seleccionadas para determinar la Capacidad de Intercambio Catiónico Total (CICT) en los cuatro suelos estudiados (ácido, alcalino, ando, neutro) y el intercambiador caolinita.

Cuadro No. 2 Valores de CICT obtenidos con las
diferentes técnicas para el suelo
ácido en m.e./100 g de suelo.

Repeticiones	T E C N I C A S				
	Perc. CaCl ₂ NaCl	Cent. NaOAc	Cent. CaCl ₂ NaCl EDTA	Cent. BaCl ₂ TEA	Dest. Macro Kjel- dahl.
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
1	13	16	17	25	15
2	12	16	23	29	14
3	12	17	17	32	13
4	12	15	20	29	14
5	12	15	25	29	15
6	11	15	20	32	14
7	13	14	20	29	14
8	11	15	22	29	14
9	12	13	22	29	14
10	11	14	25	29	14

Cuadro No. 3 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo alcalino en m.e./100 g de suelo.

Repeticiones	T E C N I C A S				
	Perc. CaCl ₂ NaCl ²	Cent. NaOAc	Cent. CaCl ₂ NaCl EDTA	Cent. BaCl ₂ TEA	Dest. Macro Kjel- dahl.
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
1	31	31	42	41	37
2	32	30	42	39	33
3	29	34	46	41	36
4	32	32	39	41	37
5	34	30	42	41	34
6	35	33	42	41	37
7	35	28	46	42	35
8	35	31	43	43	37
9	28	30	42	45	34
10	35	30	46	41	35

Cuadro No. 4

Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo de ando en m.e./100 g de suelo.

Repeticiones	T E C N I C A S				
	Perc. CaCl ₂ NaCl	Cent. NaOAc	Cent. CaCl ₂ NaCl EDTA	Cent. BaCl ₂ TEA	Dest. Macro Kjeldahl.
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
1	16	17	22	29	17
2	8	17	22	30	16
3	8	17	22	32	18
4	12	17	22	29	17
5	10	17	22	30	17
6	11	17	22	32	17
7	8	17	22	32	17
8	6	17	22	32	17
9	14	14	22	26	18
10	16	17	22	27	18

Cuadro No. 5 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el intercambio de arcilla en m.e./100 g de arcilla.

Repeticiones	T E C N I C A S				
	Perc. CaCl ₂ NaCl ²	Cent. NaOAc	Cent. CaCl ₂ NaCl ² EDTA	Cent. BaCl ₂ TEA	Dest. Macro Kjel- dahl.
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
1	11	2	14	10	6
2	12	2	14	10	8
3	12	2	14	10	6
4	10	2	14	10	5
5	10	2	15	10	8
6	7	2	14	12	6
7	7	2	14	13	6
8	7	2	14	10	8
9	7	2	12	13	8
10	10	2	12	10	8

Cuadro No. 6 Valores de CICT obtenidos con las
diferentes técnicas para el suelo
neutro en m.e./100 g de suelo.

Repeticiones	T E C N I C A S				
	Perc. CaCl ₂ NaCl	Cent. NaOAc	Cent. CaCl ₂ NaCl EDTA	Cent. BaCl ₂ TEA	Dest. Macro Kjel- dahl.
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
1	24	18	25	29	21
2	21	16	23	29	22
3	22	18	20	35	20
4	20	16	19	36	21
5	22	17	27	36	19
6	23	19	26	36	21
7	25	17	22	36	21
8	22	16	25	36	20
9	23	17	25	33	21
10	22	18	26	39	19

5 ANALISIS ESTADISTICO DE LOS RESULTADOS

El análisis estadístico se realizó con base a los resultados obtenidos de la CICT con las diferentes técnicas para cada uno de los suelos estudiados.

Para este análisis estadístico de Bloques Completamente al Azar con diez repeticiones, se obtuvieron las sumatorias (Σx), promedios (\bar{x}), sumatorias al cuadrado (Σx^2) y desviación estándar muestral (S). Se aplicó la prueba "Q", se hizo el análisis de varianza junto con la prueba de Tukey (o comparación de medias estricta, DMSH) para conocer en cuáles técnicas existía o no diferencia estadística, y así, con éstos datos se obtuvo un histograma para cada suelo y una gráfica donde se observa como fue el comportamiento de cada técnica por medio de franjas con sus diez repeticiones.

La hipótesis del análisis estadístico es:

$$H_0 \Rightarrow \mu_A = \mu_B = \mu_C = \mu_D = \mu_E \quad , \quad y$$

$$H_a \Rightarrow \mu_A \neq \mu_B = \mu_C \neq \mu_D = \mu_E$$

Cuadro No. 7 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo ácido en m.e./100 g de suelo.

Repeticiones	T E C N I C A S				
	Perc. CaCl ₂ NaCl	Cent. NaOAc	Cent. CaCl ₂ NaCl EDTA	Cent. BaCl ₂ TEA	Dest. Macro Kjel- dahl.
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
1	13	16	17	25*	15
2	12	16	23	29	14
3	12	17	17	32	13
4	12	15	20	29	14
5	12	15	25	29	15
6	11	15	20	32	14
7	13	14	20	29	14
8	11	15	22	29	14
9	12	13	22	29	14
10	11	14	25	29	14
Σx	116	150	211	292	141
\bar{x}	11.6	15.0	21.1	29.2	14.1
Σx^2	1421	2262	4525	7935	1991
S	0.7378	1.1547	2.8460	1.3228	0.5676

*Valor eliminado al aplicar la "prueba Q".

Cuadro No. 8 Valores de CICT obtenidos con las
diferentes técnicas para el suelo
alcalino en m.e./100 g de suelo.

Repeticiones	T E C N I C A S				
	Peroc. CaCl ₂ NaCl ₂	Cent. NaOAc	Cent. CaCl ₂ NaCl ₂ EDTA	Cent. BaCl ₂ TEA	Dest. Macro Kjel- dahl.
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
1	31	31	42	41	37
2	32	30	42	39	33
3	29	34	46	41	36
4	32	32	39	41	37
5	34	30	42	41	34
6	35	33	42	41	37
7	35	28	46	42	35
8	35	31	43	43	37
9	28	30	42	45	34
10	35	30	46	41	35
\bar{x}	326	309	430	415	355
\bar{x}	32.6	30.9	43.0	41.5	35.5
$\sum x^2$	10690	9575	18538	17245	12623
S	2.633	1.728	2.309	1.581	1.509

Cuadro No. 9 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo de ando en m.e./100 g de suelo.

Repeticiones	T E C N I C A S				
	Perc. CaCl ₂ NaCl ²	Cent. NaOAc	Cent. CaCl ₂ NaCl ² EDTA	Cent. BaCl ₂ TEA ²	Dest. Macro Kjel- dahl.
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
1	16	17	22	29	17
2	8	17	22	30	16
3	8	17	22	32	18
4	12	17	22	29	17
5	10	17	22	30	17
6	11	17	22	32	17
7	8	17	22	32	17
8	6	17	22	32	17
9	14	14*	22	26	18
10	16	17	22	27	18
$\sum x$	109	153	220	299	172
\bar{x}	10.9	17.0	22.0	29.9	17.2
$\sum x^2$	1301	2601	4840	8983	2962
S	3.5410	0.0000	0.0000	2.1832	0.6324

*Valor eliminado al aplicar la "prueba Q".

Cuadro No. 10 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el intercambio de arcilla en m.e./100 g de arcilla.

Repeticiones	T E C N I C A S				
	Perc. CaCl ₂ NaCl ²	Cent. NaOAc	Cent. CaCl ₂ NaCl ² EDTA	Cent. BaCl ₂ TEA ²	Dest. Macro Kjel- dahl.
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
1	11	2	14	10	6
2	12	2	14	10	8
3	12	2	14	10	6
4	10	2	14	10	5
5	10	2	15	10	8
6	7	2	14	12	6
7	7	2	14	13	6
8	7	2	14	10	8
9	7	2	12	13	8
10	10	2	12	10	8
\bar{x}	93	20	137	108	69
\bar{y}	9.3	2.0	13.7	10.8	6.9
$\sum x^2$	905	40	1885	1182	489
S	2.1100	0.0000	0.9486	1.3165	1.1972

Cuadro No. 11 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo neutro en m.e./100 g de suelo.

Repeticiones	T E C N I C A S				
	Perc. CaCl ₂ NaCl	Cent. NaOAc	Cent. CaCl ₂ NaCl EDTA	Cent. BaCl ₂ TEA	Dest. Macro Kjel- dahl.
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
1	24	18	25	29	21
2	21	16	23	29	22
3	22	18	20	35	20
4	20	16	19	36	21
5	22	17	27	36	19
6	23	19	26	36	21
7	23	17	22	36	21
8	22	16	25	36	20
9	23	17	25	33	21
10	22	18	26	39	19
Σx	222	172	238	345	205
\bar{x}	22.2	17.2	23.8	34.5	20.5
Σx^2	4940	2968	5730	11997	4211
S	1.1352	1.0327	2.6997	3.2403	0.9718

Cuadro No. 12 Análisis de Varianza y Prueba de Tukey con distinto número de repeticiones para el suelo ácido en m.e./100 g de suelo.

P.V.	g.l.	S.C.	C.M.	P.C.	F.t.	
					5%	1%
Trat.	4	1934.57	483.64	204.06**	2.03	2.73
Error	45	106.70	2.37			
Total	49	2041.27				

C.V. = 8.33%

** Existe diferencia altamente significativa entre los tratamientos.

Comparación	Diferencia $\bar{x}_i - \bar{x}_j$	IMSH'	Significancia
D - A	17.8	2.0	D > A
D - E	15.6	2.0	D > E
D - B	14.7	2.0	D > B
D - C	8.6	2.0	D > C
C - A	9.2	1.97	C > A
C - E	7.0	1.97	C > E
C - B	6.1	1.97	C > B
B - A	3.1	1.97	B > A
B - E	0.9	1.97	n.s.
E - A	2.2	1.97	E > A

Tratamiento	A	B	C	D	
\bar{x}_1	11.9	14.1	15.0	21.1	29.7

Cuadro No. 13 Análisis de Varianza y Prueba de Tukey con igual número de repeticiones para el suelo alcalino en m.e./100 g de suelo.

F.V.	g.l.	S.C.	C.M.	P.C.	F.t.	
					5%	1%
Trat.	4	1146.2	286.55	71.53**	2.03	2.73
Error	45	180.3	4.006			
Total	49	1326.5				

C.V. = 5.45%

** Existen diferencias altamente significativas entre los tratamientos.

Comparación	Diferencia $\bar{x}_i - \bar{x}_j$	IMSH	Significancia
C - B	12.1	2.56	C > B
C - A	10.4	2.56	C > A
C - E	7.5	2.56	C > E
C - D	1.5	2.56	n.s.
D - B	10.6	2.56	D > B
D - A	8.9	2.56	D > A
D - E	6.0	2.56	D > E
E - B	4.6	2.56	E > B
E - A	2.9	2.56	E > A
A - B	1.7	2.56	n.s.

Tratamiento	B	A	E	D	C
\bar{x}_i	30.9	32.6	35.5	41.5	43.0

Cuadro No. 14 Análisis de Varianza y Prueba de Tukey con distinto número de repeticiones para el suelo de ando en m.c./100 g de suelo.

F.V.	g.l.	S.C.	C.H.	F.C.	P.t.	
					5%	1%
Trat.	4	1992.73	498.18	140.72**	2.03	2.73
Error	45	159.40	3.54			
Total	49	2152.13				

C.V. = 9.69%

**Existen diferencias altamente significativas entre los tratamientos.

Comparación	Diferencia $\bar{x}_i - \bar{x}_j$	DMSH'	Significancia
D - A	19.0	2.40	D > A
D - B	12.2	2.46	D > B
D - E	12.7	2.40	D > E
D - C	7.9	2.40	D > C
C - A	11.1	2.40	C > A
C - B	4.3	2.46	C > B
C - E	4.8	2.40	C > E
E - A	6.3	2.40	E > A
E - B	-0.5	2.46	n.s.
B - A	6.8	2.46	B > A

Tratamiento	A	B	E	C	D
\bar{x}_i	10.9	17.7	17.2	22.0	29.9

Cuadro No. 15 Análisis de Varianza y Prueba de Tukey con igual número de repeticiones para el intercambiador caolinita en m.e./100 g de arcilla.

F.V.	g.l.	S.C.	C.M.	F.C.	F.t.	
					5%	1%
Trat.	4	777.72	194.43	114.37**	2.03	2.73
Error	45	76.70	1.70			
Total	49	854.42				

C.V. = 15.22%

**Existen diferencias altamente significativas entre los tratamientos.

Comparación	Diferencia $\bar{x}_i - \bar{x}_j$	IMSH	Significancia
C - B	11.7	1.66	C > B
C - E	6.8	1.66	C > E
C - A	4.4	1.66	C > A
C - D	2.9	1.66	C > D
D - B	8.8	1.66	D > B
D - E	3.9	1.66	D > E
D - A	1.5	1.66	n.s.
A - B	7.3	1.66	A > B
A - E	2.4	1.66	A > E
E - B	4.9	1.66	E > B

Tratamiento	B	E	A — D		C
\bar{x}_1	2.0	6.9	9.3	10.8	13.7

Cuadro No. 16 Análisis de Varianza y Prueba de Tukey con igual número de repeticiones para el suelo neutro en m.e./100 g de suelo.

F.V.	g.l.	S.C.	C.M.	F.C.	P.t.	
					5%	1%
Trat.	4	1713.72	428.43	101.76**	2.03	2.73
Error	45	189.80	4.21			
Total	49	1903.52				

C.V. = 8.67%

** Existen diferencias altamente significativas entre los tratamientos.

Comparación	Diferencia $\bar{x}_i - \bar{x}_j$	DMSH	Significancia
D - B	17.3	2.62	D > B
D - E	14.0	2.62	D > E
D - A	12.3	2.62	D > A
D - C	10.7	2.62	D > C
C - B	6.6	2.62	C > B
C - E	3.3	2.62	C > E
C - A	1.6	2.62	n.s.
A - B	5.0	2.62	A > B
A - E	1.7	2.62	n.s.
E - B	3.0	2.62	E > B

Tratamiento	B	E	A	C	D
\bar{x}_1	17.2	20.5	22.2	23.8	34.5

Figura No. 3 Valores de CICT obtenidos con las
diferentes técnicas para el suelo
ácido en m.e./100 g de suelo.

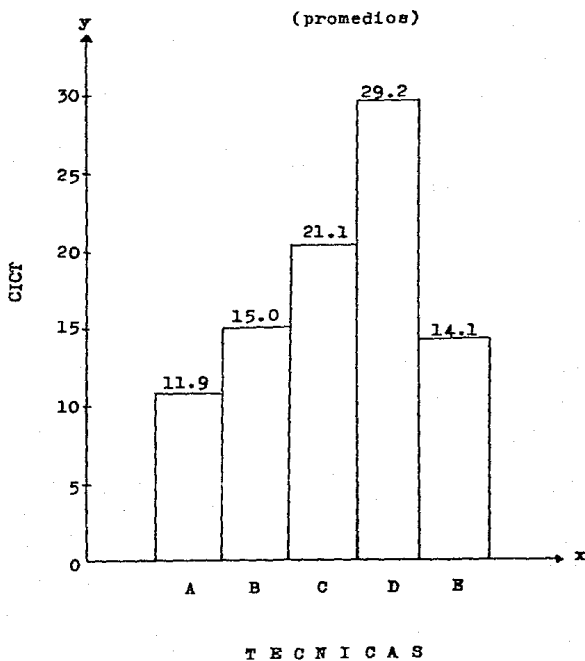


Figura No. 4

Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo alcalino en m.e./100 g de suelo.

(promedios)

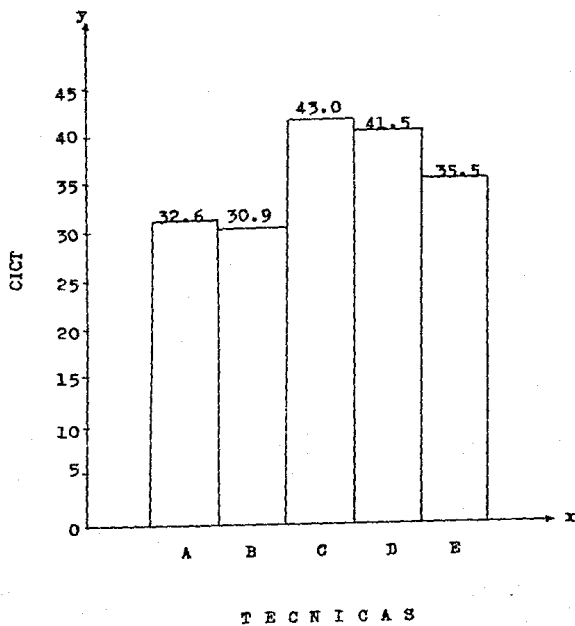


Figura No. 5 Valores de CICT obtenidos con las
diferentes técnicas para el suelo
de ando en m.s./100 g de suelo.
(promedios)

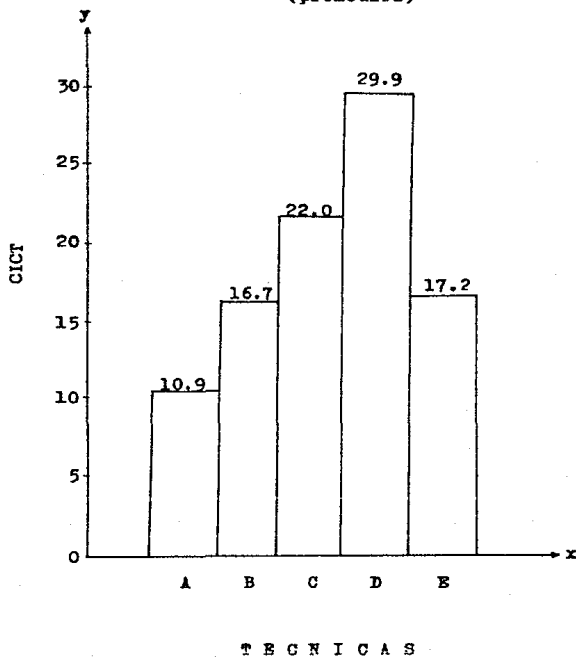


Figura No. 6 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el intercambiador caolinita en m.e./100 g de arcilla.

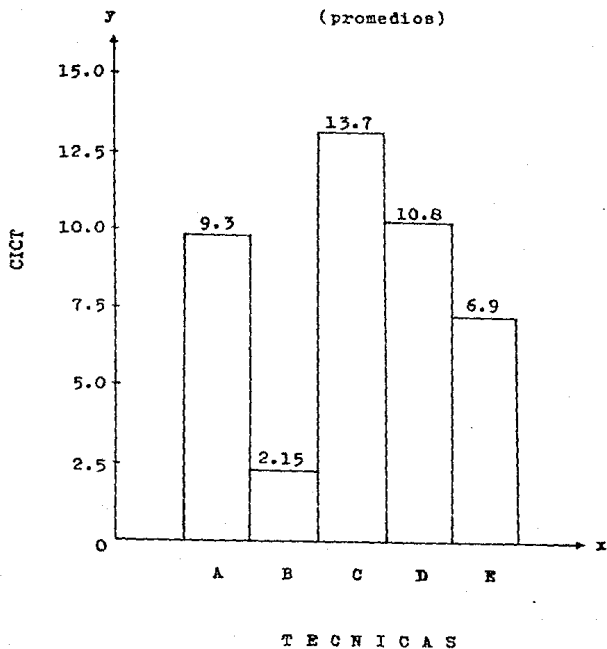


Figura No. 7 Valores de CICT obtenidos con las
diferentes técnicas para el suelo
neutro en m.e./100 g de suelo.
(promedios)

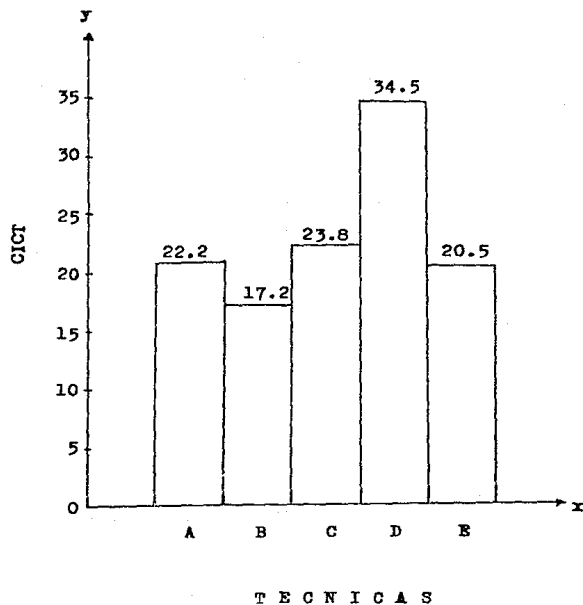
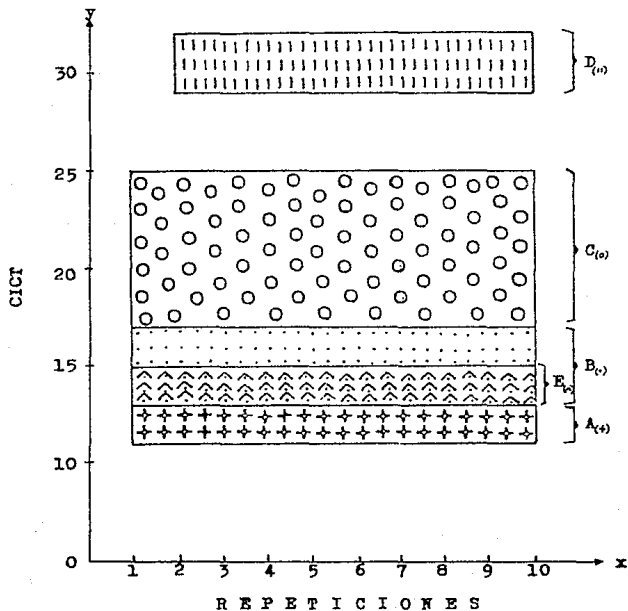
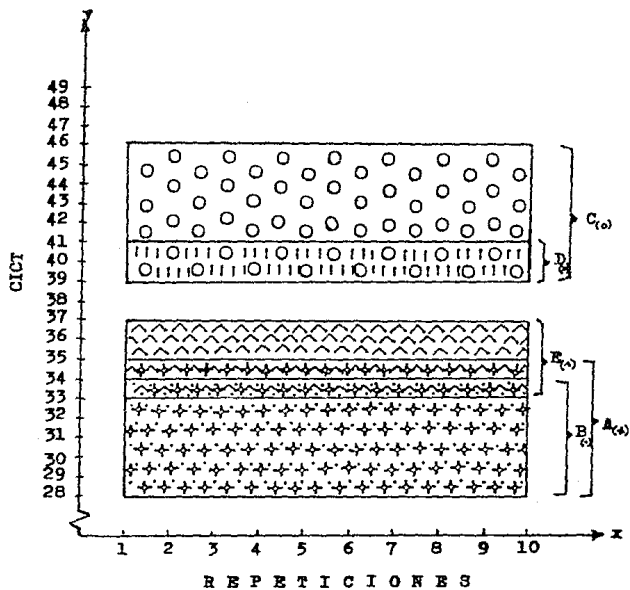


Figura No. 8 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo ácido en m.e./100 g de suelo.



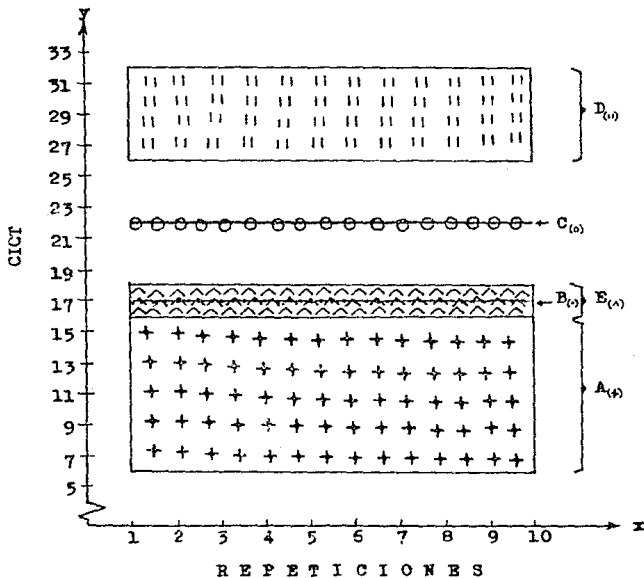
Técnicas = A, B, C, D, E

Figura No. 9 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo alcalino en m.e./100 g de suelo.



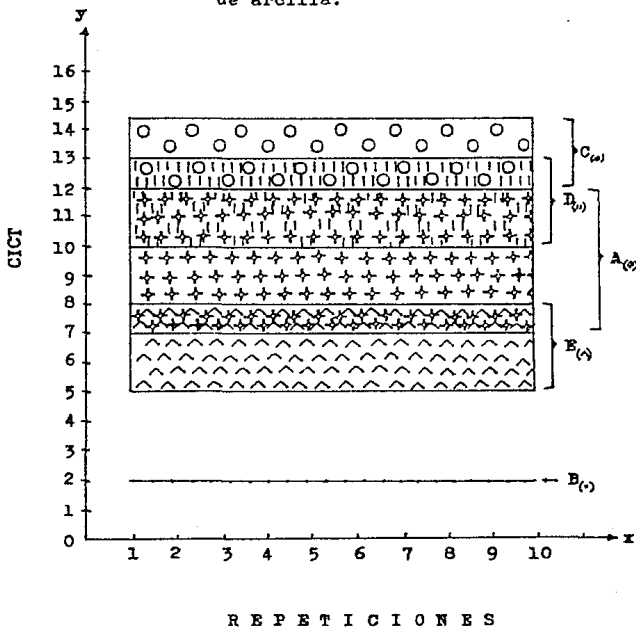
Técnicas = A, B, C, D, E

Figura No. 10 Valores de CICT, obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo de ando en m.e./100 g de suelo.



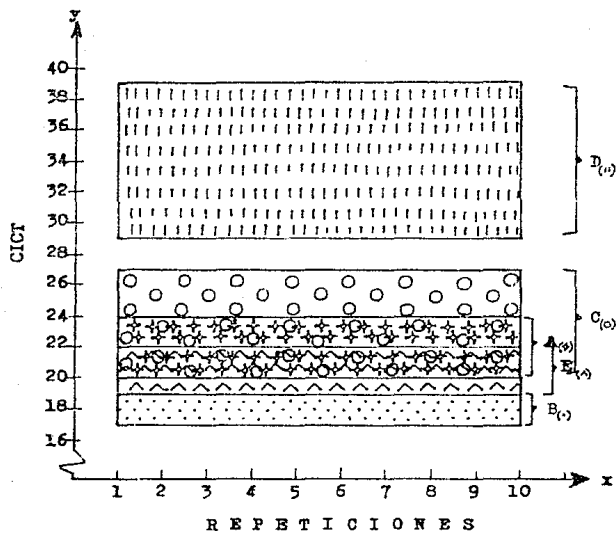
Técnicas = A, B, C, D, E

Figura No. 11 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el intercambiador caolinita en m.e./100 g de arcilla.



Técnicas = A, B, C, D, E

Figura No. 12 Valores de CICT obtenidos con las diferentes técnicas para el suelo neutro en m.e./100 g de suelo.



Técnicas = A, B, C, D, E

Cuadro No. 17. INTERVALOS DE CONFIANZA (AL 95% Y 99%) DE LA CICT (EN m.e./100 g DE SUELO) EN LAS DIFERENTES TECNICAS, PARA LOS DISTINTOS SUELOS

SUELO (intercambiator*)	Perc. CaCl ₂ -NaCl EDTA		Cent. NaOAc pH 8.2		Cent. CaCl ₂ -NaCl EDTA		Cent. BaCl ₂ -TBA	
	95%	99%	95%	99%	95%	99%	95%	99%
Acido	11.9±0.5 11.4-12.4	11.9±0.8 11.1-12.7	15.0±0.8 14.2-15.8	15.0±1.2 13.8-16.2	21.1±2.0 19.1-23.1	21.1±2.19 18.2-24.0	29.7±1.0 28.7-30.7	29.7±1.5 28.2-31.2
Alcalino	32.6±1.9 28.8-34.5	32.6±2.7 29.9-35.3	30.9±1.23 29.6-32.1	30.9±1.8 29.1-32.7	43.0±1.65 41.3-44.6	43.0±2.37 40.6-45.3	41.5±1.13 40.3-42.6	41.5±1.62 39.8-43.1
Ando	10.9±2.5 8.4-13.4	10.9±3.6 7.3-14.5	17.0±0.0 17.0-17.0	17.0±0.0 17.0-17.0	22.0±0.0 22.0-22.0	22.0±0.0 22.0-22.0	29.9±1.56 28.3-31.4	29.9±2.24 27.6-32.1
Caolinita*	9.3±1.5 7.7-10.8	9.3±2.1 7.1-11.4	2.0±0.0 2.0-2.0	2.0±0.0 2.0-2.0	13.7±0.7 12.9-14.4	13.7±1.0 12.6-13.6	10.8±0.9 9.8-11.7	10.8±1.3 9.4-12.6
Neutro	22.2±0.8 21.3-23.0	22.2±1.16 21.0-23.6	17.2±1.06 16.1-18.2	17.2±1.06 16.1-18.2	23.8±1.92 21.8-25.7	23.8±9.01 14.7-32.8	34.5±2.31 32.1-36.8	34.5±3.33 31.1-37.8

SUELO (intercambiator*)	Dest. Macro Kjeldahl		SUELO	Dest. Macro Kjeldahl		SUELO	Dest. Macro Kjeldahl	
	95%	99%		95%	99%		95%	99%
Acido	14.1±0.4 14.1-14.5	14.1±0.6 13.5-14.7	Ando	17.2±0.4 16.8-17.6	17.2±0.6 16.6-17.8	Neutro	20.5±0.69 19.8-21.19	20.5±0.9 19.5-21.4
Alcalino	35.5±1.07 34.4-36.5	35.5±1.0 33.9-37.0	Caolinita*	6.9±0.85 6.0-7.7	6.9±1.24 5.6-8.1			

* Intercambiador medido en m.e./100 g de arcilla.

Cuadro No. 18. Valores obtenidos en la Determinación del pH, Textura y Materia Orgánica

SUELO	pH REAL (relación 2.5:1 agua -suelo)	pH POTEN CIAL (re lación 2.5 :1 KCl-sue lo)	TEXTURA (%)			CLASIFICA CIÓN TEXTU RAL	MATERIA ORGANICA (%)	CLASIFICA CIÓN
			Arcillas	Arenas	Limos			
Acido	5.3	5.0	45.25	28.84	25.91	Arcilloso	3.98	Rico a extrema damente rico.
Alcalino	10.7	10.2	36.52	40.30	27.68	Migajón- -Arcilloso	2.67	Medianamente rico
Ando	7.7	7.4	39.52	35.12	25.36	Arcilloso a Migajón-arc illoso	4.26	Extremadamente rico
Neutro	7.1	7.0	39.44	33.92	26.64	Franco-ar cilloso	4.25	Mediano a me dianamente ri co

Análisis del Suelo Ácido

En la prueba de Tukey se observan:

- Diferencias altamente significativas entre las técnicas en el suelo ácido.

- Existen diferencias significativas entre los métodos de percolación, centrifugación (CaCl_2 y BaCl_2) y destilación.

- No existe diferencia significativa entre las técnicas de centrifugación con NaOAc y destilación con macro Kjeldahl.

La técnica que mayor CIC promedio obtuvo para el suelo ácido, fue la técnica de BaCl_2 -TEA (D), con un valor de 29.7 m.e./100 g de suelo. La que dió un valor menor fue la de percolación con CaCl_2 y NaCl (A) con un valor de 11.9 m.e./100 g de suelo. En la figura 3 se puede observar la variación existente entre cada técnica; en donde la técnica B y E tuvieron un comportamiento similar (no hubo diferencia significativa). Así también se observa que independientemente de la técnica que se utilice (excepto B y B), cada una dará un resultado diferente a la otra. Es decir, que entre las diferentes técnicas utilizadas se obtuvieron valores que variaban, para este suelo, desde 11.9 hasta 29.7 m.e./100 g de suelo.

Basándose en la interpretación de la CICT de De la Teja y Valencia, (1983), se tiene que las técnicas A, B y E tuvieron valores de "muy bajos", la técnica C de "bajo" y la D obtuvo un valor de "bajo a medio".

Peech (1962) (citado por Primo Yúfera, 1973), recomienda la

técnica de centrifugación con BaCl_2 -TEA para los suelos ácidos; con la cual obtuvimos el valor más alto de CIC, esto puede observarse en la figura 8 . De acuerdo a la FAO, los límites de la CICT (citados por Duchaufour (1977) y Fitz Patrick (1984)), para un suelo ácido (acrisol) es de 20 a 24 m.e./100 g de arcilla; así se deduce que la técnica C (centrifugación con CaCl_2 -NaCl-EDTA) posiblemente fue la mejor, debido a que tiene un intervalo de 18.2 a 24.0 m.e./100 g de suelo (al 99% de confianza), cuadro 17

En el caso de la técnica recomendada por Peech y Primo Yúfera, es ta técnica no cae en dicho intervalo.

Análisis del Suelo Alcalino

En la prueba de Tukey y análisis de varianza se observa:

- No existe diferencia estadística entre las técnicas de percolación y la de centrifugación con NaOAc.

- No existe diferencia estadística entre las técnicas de centrifugación al usar CaCl_2 y al usar BaCl_2 ; pero sí se encuentra diferencia al centrifugar con NaOAc.

- Existe diferencia significativa entre las técnicas de percolación y centrifugación con NaOAc contra la técnica de destilación, así como con las técnicas de centrifugación con cloruros.

En la figura 4 se observa una CIC mayor con la técnica de centrifugación con CaCl_2 -NaCl-EDTA (C) con un valor de 43.0 m.e./100 g de suelo, y una capacidad menor con la técnica de centrifugación con NaOAc pH 8.2 (B) con un valor de 30.9 m.e./100 g de suelo.

López y López (1985) recomiendan para suelos calizos la técnica de BaCl_2 -TEA (D), y Polemio y Rhoades (1977) recomiendan la técnica de NaOAc pH 8.2 (B) para suelos calcáreos, yesíferos y para suelos bajo condiciones de zonas áridas. Como no se tiene información, respecto a qué técnica sea recomendada para suelos alcalinos, se tomó como parámetro a seguir las consideraciones para suelos calizos. Con base en el análisis estadístico se observa que ambas técnicas dan resultados distintos entre sí.

En la figura 9 se observa mayor variación del suelo alcalino entre la técnica A y C, posiblemente ésta se deba a los tipos de

iones utilizados que alteran la CIC existente en el suelo. Así mismo, no se observan diferencias significativas entre las técnicas C y D; A y B estas últimas son las que obtuvieron menor valor de CIC considerando que la técnica A no es recomendada para este tipo de suelo. Dentro de las primeras, con la técnica C (y A) no es posible determinar los cationes de cambio por la interferencia de sodio; y la técnica D, porque el bario recubre las partículas de carbonatos y dolomita impidiendo su disolución.

Haciendo la interpretación de acuerdo a de De la Teja y Valencia (1983), la técnica A, B y E dieron un valor "medio", la C y D "alto"; y de acuerdo a la FAO tenemos que los límites de la CIC marcados por ésta, es de 15 a 35 m.e./100 g, comparando con los intervalos obtenidos se deduce que las técnicas A, B y E son las sus intervalos caen dentro de dicho rango (cuadro 17).

Análisis del Suelo Ando

Se observa en la prueba de Tukey:

→ Al usar la técnica de percolación y compararla con las de centrifugación, se encontraron diferencias significativas entre las medias de CIC.

- Existe diferencia significativa entre la técnica de percolación y la de destilación; así como entre la de destilación y las de centrifugación con cloruros.

- También se encontraron diferencias significativas entre las técnicas de centrifugación al usar distintos cloruros.

- No existe evidencia estadística entre la técnica de centrifugación con NaOAc y la de destilación con macro Kjeldahl.

En el suelo de ando se puede observar (figura 5), que la técnica de centrifugación con $BaCl_2$ -TEA (D) tuvo la mayor CIC con un valor promedio de 29.9 m.e./100 g de suelo, y la técnica de percolación con $CaCl_2$ y NaCl (A) tuvo menor valor 10.9 m.e./100 g de suelo.

Estadísticamente se tiene que entre la técnica B y E no existe diferencia entre una y otra; no así entre A, C y D las cuales son diferentes entre sí (figura 10). Para este tipo de suelo Black (1975) menciona que al usar la técnica de $BaCl_2$ -TEA, con frecuencia resulta en una sobreestimación de la CIC, ya que la concentración electrolítica incrementa la superficie de carga negativa del suelo; siendo esta técnica la que mayor valor obtuvo y su interpretación es de "bajo a medio", mientras que hubo diversi

dad en las demás interpretaciones. La escala de valores que se obtuvieron es "muy bajo" para las técnicas A,B y E; "bajo" para C y de "bajo a medio" para D.

Por considerar que el valor de CICT que maneja la FAO es muy alto (cuadro 1) y debido a que ninguna de las técnicas cae dentro del rango (45 a 120 m.e.), se utilizó el valor que cita Aguilera (1986) el cual es de 15 a 60 m.e./100 g de suelo. Con dicho valor los intervalos (cuadro 17) de las técnicas B,C,D y E se encuentran contenidos, con un intervalo experimental de 17.0 a 32.14 m.e. (al 99% de confianza).

Análisis del Intercambiador Caolinita

Estadísticamente se observa (Tukey):

- No existe evidencia estadística que demuestre que las técnicas de percolación y centrifugación con BaCl_2 -TEA afectan de manera distinta a la CIC de la caolinita.

- Existe diferencia significativa en el valor de la CIC, cuando se usa el método de percolación, el de destilación o el de centrifugación con cloruros.

- La diferencia es significativa si se usa acetato de sodio o si se usan distintos tipos de cloruros en las técnicas de centrifugación.

La caolinita se utilizó como testigo para compararla con los diferentes suelos estudiados, basándose en que la CIC está de antemano establecida, por lo cual no existen técnicas recomendadas para esta arcilla; pero se encontraron fluctuaciones en su CIC.

En la figura 6 se observa que la técnica que obtuvo menor capacidad fue la de centrifugación con NaOAc pH 8.2 (B) con un valor de 2.0 m.e./100 g de arcilla y la de mayor capacidad fue la de centrifugación con CaCl_2 - NaCl -EDTA (C) con 13.7 m.e./100 g de arcilla. Estas diferencias de valores se pudieron deber a que con la primera técnica la sustitución de los cationes por el sodio no se realiza con efectividad ya que el tamaño del sodio no le permite entrar en los espacios interlaminares de la arcilla, no ocurriendo esto con el calcio.

En la figura 11 se observa claramente marcadas variaciones en

tre las técnicas A,C,D y E, en cambio la B fue homogénea. Las franjas con valores muy similares fueron las técnicas A y D. El valor de 5 a 15 m.e./100 g de arcilla (Ortiz Villanueva, 1984) en globa a las capacidades promedio de las técnicas A (con 9.3 m.e.) C (con 13.7 m.e.), D (con 10.8 m.e.) y E (con 6.9 m.e.); no así con la B de 2.0 m.e./100 g de arcilla, la cual dió baja capacidad, pero homogénea. Un efecto muy importante y que influye en los resultados es el hecho que su baja expansibilidad impide un intercambio adecuado (de la arcilla).

Análisis del Suelo Neutro

En la comparación de medias se observa:

- Diferencias significativas entre la técnica de percolación y las de centrifugación con NaOAc y $BaCl_2$.
- No existe diferencia estadística, si al suelo neutro se le aplica la técnica de percolación o la de destilación.
- Tampoco existe diferencia estadística entre la técnica de percolación y la de centrifugación con $CaCl_2$.
- Las diferencias son significativas entre la destilación y las técnicas de centrifugación.
- Estadísticamente las diferencias son significativas entre las técnicas de centrifugación cuando se usa un acetato de sodio, o bien cuando se utilizan distintos cloruros.

La técnica que menor valor promedio obtuvo fue la de centrifugación con NaOAc pH 8.2 (B) con 17.2 m.e. y la mayor fue la de centrifugación con $BaCl_2$ -TEA con 34.5 m.e./100 g de suelo (figura 7), para este tipo de suelo la bibliografía no reporta de las técnicas utilizadas cual es la mejor.

En la figura 12 se observan las variaciones de la técnica D, con un valor muy elevado en comparación con la técnica A,B,C y E Pero las técnicas que tuvieron valores más cercanos entre sí fueron la A,C y B, en donde tal vez se deba a los reactivos utilizados. En su interpretación se obtuvieron para la técnica B "muy bajo", para A,C y E "bajo" y para D "medio". En este suelo no se es peraban interferencias por el tipo de pH (ya que a este pH no e-

xisten cationes ácidos ni alcalinos) debido a sus características propias.

Como este tipo de suelo es difícil de encontrar en la naturaleza con un pH constante (ya que se considera un suelo "ideal" por su pH), tenemos que ningún autor recomienda un método, ni un intervalo de CICT. De todo esto y por los resultados obtenidos inferimos que el intervalo es de 14.7 a 31.8 m.e./100 g de suelo, debido a que las fluctuaciones de las técnicas que caen en este intervalo, no fueron tan marcadas.

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Considerando lo dicho en la recopilación bibliográfica, tenemos que la CICT adquiere una importancia vital, ya que es la responsable de que se lleve a cabo todos los procesos que tienen lugar en el suelo (adsorción de nutrimentos, captación de agua etc) y que los suelos por sí solos y de acuerdo a su contenido de arcilla y materia orgánica, poseen esta cualidad.

- El comportamiento de los suelos con las diferentes técnicas es muy diverso y puede ser comprensible si consideramos que el suelo se encuentra en constante evolución y que posee características propias y bien definidas.

- La técnica de $BaCl_2$ -TEA, es la que en su mayoría obtuvo valores altos de CIC, en cambio las demás técnicas dieron valores similares entre sí (en cada uno de los suelos estudiados), por lo tanto se deduce que esta técnica habrá de ser utilizada con reserva, para evitar que existan valores sobreestimados.

- Los suelos poseen características específicas (origen, vegetación, clase de agua y condiciones atmosféricas), por tal motivo generalizar características para todos los suelos estudiados en el laboratorio y siendo el estado de México bastante heterogéneo, sería incorrecto.

- De las técnicas recomendadas por los autores, algunas concordaron con los resultados obtenidos en el laboratorio bajo las condiciones de trabajo.

- Se concluye que la técnica de Percolación y la de Centrifugación

gación con NaOAc, no son muy adecuadas por dar valores bajos, y las técnicas de centrifugación con cloruros, dieron valores altos en comparación con la técnica Macro Kjeldahl, por lo tanto se considera como la que mejor comportamiento tuvo, además su manejo fue fácil, rápido y mínimo el riesgo de pérdida de material (suelo).

- No se recomienda utilizar como testigo a una arcilla para compararla con los suelos, porque su comportamiento en las técnicas es distinto y sus características inherentes también; además que la caolinita no mantuvo su valor de CIC constante. Ortiz Villanueva (1984) menciona un rango amplio, considerando que se trata de un reactivo de grado analítico.

- El lavado pudo causar interferencias sobre todo en suelos donde se usaron cationes de sustitución como el sodio y el calcio por lo tanto, pudo haber dado una interpretación de la CIC errónea.

- Para el suelo alcalino, no se puede retomar una técnica retomar una técnica recomendada para suelos calizos, sino que se debe encontrar una técnica específica para este tipo de suelo; considerando todas sus propiedades inherentes.

- Para poder nombrar a un suelo como de "ando", no basta con determinar su pH y la cantidad de alófono, sino que se tiene que considerar su origen, tiempo de formación y el contenido de aluminio, entre otros factores.

- La CICT se puede considerar como una medida de fertilidad, pero no se debe desligar la interpretación de su valor numérico

ni tampoco el manejo y el aprovechamiento de dicha fertilidad.

- Se deduce que la CICF no se puede modificar en forma directa en lo que se refiere a la fracción inorgánica, pero esto sí es factible en la fracción orgánica con el aporte de materia orgánica humificada; ya que al humus le corresponde una parte de dicha capacidad. Lo que también puede modificarse es la concentración y el tipo de iones en el suelo, por medio de la adición de fertilizantes, de materia orgánica humificada o bien por medio de lavados del suelo; y para lograr esto no se tienen valores confiables para saber qué cantidades adicionarle.

6 BIBLIOGRAFIA

- Aguilera Herrera, Nicolás. 1984. Suelos derivados de cenizas volcánicas y andosoles en la producción agropecuaria. Depto de Edafología del Instituto de Geología. U.N.A.M. México.
- _____. 1986. Avances sobre el conocimiento de suelos de ando de México. Facultad de Ciencias. U.N.A.M. México.
- Black C., A. 1975. Relaciones suelo-planta. Tomo 1. Hemisferio Sur. Buenos Aires. pp. 218-297.
- Boul S. W., F. D. Hole y R. J. McCracken. 1981. Génesis y clasificación de suelos. Trillas. México. pp. 82-84.
- Cabrera G., Arcelia; Teresa Reyna T. 1986. Relaciones edáfico-climáticas en la zona aguacatera de Michoacán. Universidad Michoacana Sn. Nicolás de Hgo., e Instituto de Geografía. U.N.A.M. México.
- Cajuste Lemon, J. 1977. Química de suelos con un enfoque agrícola. C.P. Chapingo. México. pp. 81-110.
- Carbonero Zalduegui, Pilar. 1979. Monografías. Química del suelo y los fertilizantes. Cátedra XVI bioquímica y química agrícola. Madrid.
- Carpena Octavio y Lax Antonio. 1972. Determination of exchange cations in calcareous soils. Soil Science. 113: 194-199.
- Chapman D., Homer. 1986. Métodos de análisis para suelos, plantas y aguas. Trillas. México. pp 27-44.
- De la Teja y Valencia. 1983. Recopilación de datos de CIC en un intento por agrupar la CIC. F.E.S.-C. México.

- Donahue Roy L., Raymond Miller W., John C. 1981. Introducción a los suelos y al crecimiento de las plantas. Prentice/hall Internacional. Colombia. pp. 101-128; 142-152.
- Duchaufour, Philippe. 1977. Atlas ecológico de los suelos del mundo. Toray-Masson. S.A. Barcelona.
- _____, et al. 1978. Manual de edafología. Toray-Masson, S.A. Barcelona. pp. 8-16; 84-96; 118-138.
- _____ y Bernard Souchier. 1984. Edafología, edafogénesis y clasificación. Toray-Masson, S.A. Barcelona. pp 27-64; 188-209; 218.
- Fassbender W., Hans. 1975. Química de suelos, con énfasis en suelos de América Latina. IICA Turrialba. Costa Rica. pp. 20-40; 119-163.
- Fitz Patrick, E. A. 1984. Suelos, su formación, clasificación y distribución. C.E.C.S.A. México. pp. 147-148.
- Foth D., H., L.M. Turk y C.E. Millar. 1981. Fundamentos de la ciencia del suelo. 2a. Ed. C.E.C.S.A. México. pp. 165-206.
- Fuentes Flores, Raúl. 1971. Comportamiento de la capacidad de intercambio catiónico en algunos suelos ácidos de origen volcánico. IICA Turrialba. Costa Rica.
- Gillman, G.P. 1979. A proposed method for the measurement of exchange properties of highy weathered soils. Aust. J. Soil Res., 17;29-39.
- _____. 1984. Using variable charge characteristics to understand the exchangeable cation status of oxic soils. Aust. J. Soil Res., 22:71-80.
- _____ y E. A. Sumpter. 1986. Modification to the compulsive exchange characteristics of soils. Aust. J. Soil Res., 24:

61-66.

- González Ríos, Mario. 1980. Determinación de la capacidad de intercambio catiónico por diferentes métodos en algunas áreas del campo experimental de la Facultad de Agronomía en Marín N. L. UANL.
- Gupta, R.K., C. P. Sing y I. P. Abrol. 1985. Determining cation exchange capacity and exchangeable sodium in alkali Soils Science. 139:326-332.
- Gutiérrez Roa, Jesús. et al. 1983. Glosario de recursos naturales. Agua, suelo y vegetación. Limusa. México. pp 200-202; 225-227.
- Hardy, Frederick. 1970. Suelos tropicales, pedología tropical con énfasis en América Latina. Herrero Hermanos Sucesores S.A.
- Harter D., Robert y Robert G. Lehman. 1983. Use of kinetics for the study of exchange reactions in soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 47:666-669.
- Jackson, M. L. 1964. Análisis químico de suelos. Omega. Barcelona.
- Khana P. K., Raison R. J. y R. A. Falkiner. 1986. Exchange characteristics of some acid organic-rich forest soils. Aust. J. Soil Res., 24:67-80.
- Lair J. 1984. 25 años de investigación agrícola en la sierra tarasca en el Edo. de Michoacán. C.P. Chapingo. México.
- López Ritas J. y J. López Mélida. 1985. Diagnóstico de suelo y plantas. (Métodos de campo y laboratorio). 4a. Ed. Mundo-Prensa. Madrid.

- Matsue Naoto y Koji Wada. 1985. A new equilibration method for cation-exchange capacity measurement. Soil Sci. Soc. Am. J. 49:574-578.
- Misopolinos N.D. y J.M. Kalovoulos. 1984. Determination of CEC and exchangeable Ca and Mg in non-saline-calcareous soils. Journal of Soil Science. 35:93-98.
- Ogwada R. A. y D. L. Sparks. 1986. Kinetics of ion exchange on clay minerals and soils. 1. Evaluation of methods. Soil Sci. Soc. Am. J. 50:1158-1162.
- Ortega Torres, Enrique. 1978. Química de suelos. Depto. de suelos. Patena. Ac. Chapingo. México. pp. 33-43; 59-80.
- _____. 1981. Química de suelos. Depto. de suelos. UACH. México. pp. 103-158; 208-240; 241-248.
- Ortiz Villanueva, B. y C. Alberto Ortíz Solorio. 1984. Edafología. 4a. Ed. UACH. México. pp. 20-70; 103-115; 142-160.
- Papadakis J. 1980. El suelo, como referencia especial a los suelos de América Latina. Península Ibérica y ex-colonias ibéricas. Albatros. Buenos Aires. pp. 22-36.
- Papanicolaou E. P. 1976. Determination of cation exchange capacity of calcareous soils and their percent base saturation. Soil Sci. Am. J. 121:50-71.
- Pecsok, Robert L. et al. 1976. Modern methods of chemical analysis 2a. Ed. John Wiley & Sons. USA.
- Pitsch K. Helmut. 1975. Introducción al intercambio iónico. Depto. de química analítica. Facultad de Química.
- Primo Yúfera, E. y J. M. Carrasco Dorrien. 1973. Química agrícola. Vol. 1. Suelos y fertilizantes. Alhambra Madrid. pp 9-52

- Polemio, Mario y J. D. Rhoades. 1977. Determining cation exchange capacity: A new procedure for calcareous and gypsiferous soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 41:524-528.
- Pleyzier J. L. Y A. S. R. Juo. 1980. A single-extraction method using silver-thiourea for measuring exchangeable cations and effective CEC in soils with variable charges. Soil Science 129:205-211.
- Pratt P. F. y F. L. Bair. 1962. Cation-exchange properties of some acid soils of California. Hilgardia. 33:689-705.
- Ramos Moreno, Humberto. 1972. Estudio del alfano y su efecto en la actividad metabólica de la flora microbiana en tres unidades diferentes del suelo: vertisol, andosol y ranker alpino. Tesis. UACH. México.
- Rhoades J. D. 1982. Methods of soil analysis, part. 2. Chemical and microbiological properties agronomy. Monograph No. 8 2n. Ed. pp. 149-157.
- Searle P. L. 1986. The measurement of soil cation exchange properties using the single extracting, silver thiourea method, and evaluation using a range of new zealand soils. Aust. J. Soil Res. 24:193-200.
- Steel y Torrie. 1985. Bioestadística, principios y procedimientos. 2a. Ed. (1a. en español). Mc Graw Hill.
- Tamhane R. V., Mohram D. P. y P. Bali. 1983. Suelos: su química y fertilidad en suelos tropicales. Diana. México. pp. 28 168-188; 198; 214; 231.
- Thompson Louis M. y Frederick Troeh. 1980. Los suelos y su fer-

- tilidad. 4a. Ed. Reverté S.A. México. pp. 200-202; 225-227.
- Valencia Islas, C. 1984. Apuntes de la materia de suelos, manejo y fertilidad de suelos. F. E. S. - C. México.
 - Van Rosmalen, H. A. 1974. Determination of exchangeable cations and cation exchange capacity (CEC) of recent volcanic ash soils and acid tropical soils containing amorphous materials. Turrialba. 24:274-279.
 - Zarzosa Manriquez, F. 1980. Intercambio catiónico en suelos de ando. Tesis. Facultad de Química. U. N. A. M. México.