

## CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO EN LOS SUELOS.+

RODRIGO MUÑOZ A.++

//

El cambio iónico es un proceso reversible en el cual los cationes y aniones son intercambiados entre la fase líquida y sólida del suelo o entre las fases sólidas en contacto (6,14). La fase sólida del suelo está constituida por los materiales orgánicos e inorgánicos, consistiendo la fracción inorgánica de minerales primarios y secundarios. Los minerales primarios están formados por rocas, arenas y limos y los minerales secundarios están constituidos por pequeñas moléculas coloidales. La fracción orgánica consta de residuos de plantas y animales, en todos los estados de descomposición y en la fase estable denominada humus (1,6,14).

La estructura molecular de los coloides inorgánicos y orgánicos no es electricamente neutra sino que puede estar cargada negativa y positivamente (6,14). Estas cargas se neutralizan, en los suelos, por las soluciones iónicas, positivas y negativas, las cuales son atraídas a la superficie de los coloides por fuerzas electrostáticas, quedando los iones en forma intercambiable (1,6,14). La carga negativa se define como la capacidad de intercambio catiónico, en miliequivalentes por 100 gramos del mineral (CIC) y la carga positiva como la capacidad de intercambio aniónico (CIA) (1,6,14). En la Tabla 1 se presentan los valores de la capacidad de intercambio de cationes y aniones, la densidad de carga y la superficie específica de materiales primarios y secundarios del suelo (1,6,9,14).

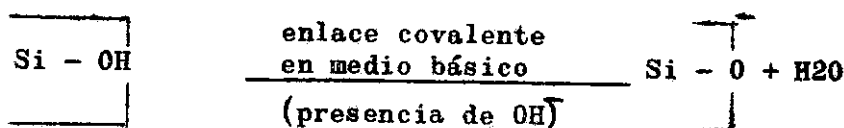
---

+ Contribución del Programa Nacional de Suelos. División de Agronomía del Instituto Colombiano Agropecuario ICA.

++ Ingeniero Agrónomo M.S. Especialista en Suelos. Estación Experimental Tulio Ospina. Regional 4, Medellín. Apartado Aéreo 51764.

La CIC de un material coloidal inorgánico del suelo depende del tipo y cantidad de arcilla, y en los compuestos orgánicos del estado de descomposición y radicales orgánicos predominantes (1,6,14). Básicamente una arcilla cristalina está constituida por tetraedros de Silicio ( $\text{Si}^{++++}$ ) y octaedros de Aluminio ( $\text{Al}^{+++}$ ) (Ver Figura 1) que forman estructuras laminares rígidas o expandibles. De acuerdo con el arreglo estructural los minerales arcillosos pueden ser clasificados como caoliniticos o del tipo 1:1 (Figura 2) y montmorilloniticos o del tipo 2:1 (Figura 3), y en minerales relacionados con estos como la habisita (1:1), Illita (2:1), vermiculita (2:1) y clorita (2:1:1 ó 2:2) (1,6,14)

En las arcillas caoliníticas, las cargas negativas, tienen su origen en la ionización del  $\text{H}^+$  de los Oxhidrilos ( $\text{OH}^-$ ) de las superficies de la unidad o por la ruptura del mineral arcillosos. Esquemáticamente esta carga se resume como:



Esta carga es obviamente dependiente del pH y adquiere mayor importancia a medida que éste aumenta en valor debido a la reacción de los radicales  $\text{OH}^-$  sobre los grupos  $\text{Si}-\text{OH}$ .

En los minerales arcillosos (1:1) no son frecuentes las sustituciones isomórficas de Silicio ( $\text{Si}^{++++}$ ) por Aluminio ( $\text{Al}^{+++}$ ) o de Aluminio ( $\text{Al}^{+++}$ ) por Hierro ( $\text{Fe}^{++}$ ) y/o Titanio. En este tipo de arcillas, la CIC se presenta generalmente entre 3 y 15 miliequivalentes por 100 gramos de coalinita, de 5 a 10 en la haloisita con dos moléculas de agua y 40 a 50 para la haloisita con cuatro moléculas de agua (1,6,14).

En las arcillas 2:1, cada unidad está compuesta por dos láminas tetraédricas de Silice ( $\text{Si}^{++++}$ ) enlazadas a una lámina central octaédrica de aluminio ( $\text{Al}^{+++}$ ). En estas arcillas, las unidades están separadas, por espacios que pueden variar entre 7,2 y 15,0 sin degradarse. En este espacio libre generalmente se acomodan moléculas orgánicas, cationes polares como el  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{NH}_4^+$  y  $\text{K}^+$  y moléculas de agua principalmente (1,6,14).

TABLA 1.- PROPIEDADES DE CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO (CIC), ANIONICA (CIA), SUPERFICIE ESPECIFICA Y DENSIDAD DE CARGA DE VARIOS MINERALES PRIMARIOS Y SECUNDARIOS DEL SUELO.

( 1, 5, 9, 14 )

MINERAL	CIC meq/100 g. del respectivo mineral	CIA meq/100 g. del respectivo mineral	Superficie especifica m <sup>2</sup> / g.	Densidad de carga meq/m <sup>2</sup> x10 <sup>3</sup> .
LIMOS GRUESOS	3		0,19	
LIMOS FINOS	7		0,62	
CAOLINITA	3-15	7-20	5-30	6-7,5
HUMALINA(2 H <sub>2</sub> O & 4 H <sub>2</sub> O)	5-50	7-8		
MONTMORILLONITA	80-150	21-31	600-800	1,0-1,9
VERMICULITA	100-150	4	300-500	3.0
ILLITA	10-40	9	65-100	0,1-0,4
CLORITA	10-40			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3 H <sub>2</sub> O+	100-400			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2 H <sub>2</sub> O	10-40			
ThO <sub>2</sub> 2 H <sub>2</sub> O	120			
Si O <sub>2</sub>	25			
SUSTANCIAS ORGANICAS(HUMUS)	100-300		500-800	

+ = Valores referidos a materiales amorfos.

En este tipo de arcillas las cargas negativas tienen su origen en la sustitución isomórfica de iones relacionados por su tamaño y/o valencia. En la capa tetraédrica generalmente ocurre la sustitución entre la  $\text{Si}^{++++}$  y el  $\text{Al}^{+++}$ . Esta sustitución da origen a cargas negativas cerca a la superficie de la unidad que se caracteriza por una mayor intensidad en comparación con las que ocurran en la lámina octaédrica. En la lámina octaédrica se puede presentar un gran número de sustituciones, especialmente de  $\text{Al}^{++++}$  por  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Zn}^{+}$ , níquel y litio. En la montmorillonita predominan las sustituciones de  $\text{Si}^{++++}$  por  $\text{Al}^{+++}$  aproximadamente en un 15% en la lámina tetraédrica y de un  $\text{Al}^{+++}$  por un  $\text{Mg}^{++}$  o dos  $\text{Al}^{+++}$  por tres  $\text{Mg}^{++}$  en la lámina octaédrica. La Illita y vermiculita son arcillas similares a la montmorillonita, pero en estas se presenta una gran sustitución de  $\text{Si}^{++++}$  por  $\text{Al}^{+++}$ . La carga negativa resultante de la sustitución isomórfica es balanceada por iones  $\text{K}^{+}$  en la Illita y  $\text{Mg}^{++}$  en la vermiculita. Otro mineral arcilloso importante es la clorita. Las unidades de esta arcilla están separadas por capas de brucita (tetraédros de alumina con sustitución alta de  $\text{Mg}^{++}$ ). En esta arcilla es común el reemplazamiento de  $\text{Si}^{++++}$  por  $\text{Al}^{+++}$  originando una deficiencia de carga, la cual es compensada por la sustitución de  $\text{Mg}^{++}$  por  $\text{Al}^{+++}$  en la capa de brucita (1,6,9,14).

En suelos derivados de cenizas volcánicas se presentan altos contenidos de materiales amorfos con composición variable en cuanto a su relación  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ . Estos son aluminosilicatos sin ordenamiento definido denominado alófono. En este material, cuando el aluminio se encuentra en coordinación tetraédrica manifiesta propiedades de retención aniónica. La capacidad de intercambio catiónico del alófono es alta (1,6,9,14).

Otros materiales relacionados con las arcillas en el suelo, son los óxidos hidratados de Fe, con capacidad de intercambio baja (1,6,14).

La materia orgánica del suelo tiene una capacidad de intercambio catiónico alta, entre 100 y 300 meq/100 gramos de humus. Los grupos funcionales en la materia orgánica del suelo, que retienen cationes en forma intercambiable, se estima aproximadamente en un 54% para los grupos carboxílicos ( $\text{R}-\text{COOH}$ ); 36% para los grupos fenólicos e hidroxienólicos y en un 1% para los grupos nitrogenados ( $\text{R}-\text{NH}_2$ ) (Figura 4). La participación

de las reacciones de intercambio de los distintos grupos funcionales varía de acuerdo al pH del medio y a la naturaleza de los cationes (1,6, 9,14).

En resumen, se puede considerar que la CIC de un mineral determinado depende, entre otros, del tamaño de las partículas, del tipo de coloides y arreglo estructural, de la naturaleza de la superficie de respuesta, de la intensidad de la superficie expuesta y de las sustituciones dentro de la red del coloide (1,6,9,14).

#### Naturaleza de la carga y CIC de un suelo.

La capacidad de intercambio catiónico difiere entre los suelos por la variedad en sus composiciones mineralógicas y del contenido de materia orgánica que en éstos existe. En algunos suelos la capacidad de intercambio de cationes está relacionada con partículas minerales principalmente y en otros con la materia orgánica (1,6,13,14).

Cuando se determina la CIC de un suelo el valor obtenido depende del pH y del tipo de solución empleada para su determinación. La carga total de los coloides del suelo se debe a dos componentes, la primera es causada por la carga permanente y la segunda por la carga dependiente del pH (1,6,12,13). La carga permanente tiene su origen en las sustituciones isomórficas del Silice (Si<sup>++++</sup>) por Aluminio (Al<sup>+++</sup>) y del Aluminio (Al<sup>+++</sup>) por magnesio (Mg<sup>++</sup>) y Hierro (Fe<sup>++</sup>) principalmente, en las redes de las arcillas. La carga dependiente del pH proviene de los grupos carboxílicos y fenólicos en la materia orgánica del suelo y de la ionización del hidrógeno de los grupos oxhidrilos (OH) en las aristas rotas de los cristales de arcilla ( $\text{SiOH} + \text{HOH} \rightleftharpoons \text{SiO}^- + \text{H}_3\text{O}$ ) (1,6,13,14).

Si el pH del medio aumenta, se separan iones de H<sup>+</sup> de estos oxhidrilos (OH) en las uniones rotas y se produce un aumento en la carga negativa neta y en la CIC. Estas reacciones ocurren en el intervalo del pH entre 5,5 y 8,5. Los sitios de carga negativa así producidos son nuevos en la superficie mineral. Para valores mayores de pH se separan los iones H<sup>+</sup> de los grupos OH ligado al Si<sup>++++</sup> por el átomo de oxígeno de los enlaces rotos en la lámina de silicio (Si-OH). Finalmente para valores muy altos

de pH existe la probabilidad de separación de iones  $H^+$  de los grupos  $OH$  que están unidos solamente al aluminio. Todas estas disociaciones contribuyen a la CIC dependiente del pH y tienen como resultado una mayor densidad de carga (1,6,13,14).

Cuando la CIC del suelo se mide con una solución de pH 6.0 se considera que ésta es el resultado de las cargas permanentes de la arcilla. Si por otro lado, la capacidad de cambio de los suelos se determina a valores de pH de 7,8 ó 9,0 se obtiene un valor de CIC correspondientemente mayor, denominado dependiente del pH. Este tipo de CIC es a veces determinada usando una solución de trietanol-amina y cloruro de bario con un pH de 8,3. Para suelos altos en materia orgánica y arcillas 1:1, la CIC determinada con trietanol-amina y cloruro de bario a pH 8,3 es considerablemente mayor que la obtenida usando acetato de amonio normal o neutro. El valor de la CIC obtenida usando acetato de amonio normal y neutro está entre la carga permanente CIC y la determinada por el procedimiento de trietanol-amina y cloruro de bario (1,6,13,14).

Cuando un suelo es tratado con una solución acuosa de una sal concentrada como acetato de amonio 1 normal (1,0 N) todos los cationes adsorbidos son reemplazados por los iones de amonio y la fracción coloidal del suelo queda saturada con amonio. Si este suelo saturado de amonio es tratado con una solución de otra sal, como KCl 1,0 N, los iones de  $K^+$  reemplazarán a los de amonio ( $NH_4$ ). Si la suspensión del suelo y cloruro de potasio (KCl) es filtrada, el filtrado contendrá los iones de amonio adsorbidos por el suelo. La cantidad de amonio presente en el lavado es una medida de la CIC del suelo y puede ser fácilmente determinada (1,6,13,14).

#### Saturaciones de bases y capacidad de intercambio catiónico efectiva.

Estas dos propiedades se definen como el porcentaje total del CIC ocupada por cationes básicos como calcio, magnesio, potasio y sodio. La suma de estos cationes más el aluminio e hidrógeno intercambiables, cuando existen, constituyen la capacidad de intercambio catiónica efectiva (10). La saturación de bases, se relaciona con el pH del suelo y con el nivel de fertilidad del mismo. Para un suelo de una composición orgánica y mineral determinada, el pH y el nivel de fertilidad se incrementan con un aumento en el grado de saturación de bases (13).

La facilidad con que los cationes son tomados por las plantas se relaciona también con el grado de saturación de bases. Para un suelo dado, la asimilación de los cationes por las plantas se incrementa con el grado de saturación de bases. Por ejemplo, un suelo con una saturación de bases del 80% proveerá de cationes a las plantas mucho más fácilmente que el mismo suelo con una saturación de bases de solamente 40%. La relación entre el porcentaje de saturación de bases y la asimilación de cationes se modifica con la naturaleza del coloide del suelo. Como regla, suelos con grandes cantidades de coloides 1:1 pueden suministrar cationes básicos a las plantas a un grado de saturación de bases mucho más bajo que suelos con altos porcentajes de coloides 2:1 (13).

#### Capacidad de intercambio catiónico de los suelos.

La capacidad de intercambio catiónico de un suelo cuando se determina con una solución salina 1 normal y neutra puede variar entre 5 y 60 meq/100 gramos de suelo. Estos valores de la CIC dependen entre otros de la clase y cantidad de arcillas, óxidos hidratados de hierro y aluminio, materiales amorfos, materia orgánica, cationes solubles, pH y precipitación de la zona (1,6,13,14).

En algunos suelos de Colombia, la capacidad de intercambio catiónico es principalmente una función del pH, materia orgánica y minerales secundarios especialmente alofánicos (2,3,4,5,7,8,11,12). En la zona Andina, en el piso térmico frío y en clima medio, de los Departamentos de Nariño, Cauca, Valle, Quindío, Risaralda, Caldas, Antioquia, Tolima y Cundinamarca, donde predominan los minerales arcillosos: caolinita, haliosita, vermiculita, gibsite y alófano, con contenido de materia orgánica entre 5 y 40 %, generalmente presentan una alta capacidad de intercambio catiónico, entre 10 y 60 meq/100 gramos de suelo. En otras regiones Colombianas, de suelos Utisoles y Oxisoles, bajos en materia orgánica y con cantidades apreciables de cuarzo, gibsite, goetita y caolinita, la capacidad de intercambio catiónico es baja, menor de 15 meq/100 gramos de suelo (3,4,7,8,11,12).

En algunos valles intermedios, como el Valle Geográfico del Afo Cauca, Meseta de Ibagué, Alto y Bajo Magdalena y algunas regiones de la Costa Atlántica, la capacidad de intercambio catiónico generalmente va de media a alta, entre 20 y 40 meq/100 gramos de suelo. Esta capacidad parece depen

der del alto contenido de iones solubles  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  y  $\text{K}^+$ , que bajo condiciones de precipitación y drenaje natural de las regiones predisponen la formación de minerales arcillosos Illita, vermiculita, montmorillonita, principalmente. En estos suelos la materia orgánica, es muy variable, pero la tendencia general es a la de contenidos menores de 10% (2,5,7,11).

#### RESUMEN

La capacidad de intercambio catiónico es un proceso por medio del cual los cationes  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Fe}^{++}$ , etc, son intercambiables entre la fase líquida y sólida del suelo o entre las fases sólidas en contacto. La carga negativa, que origina la CIC, se expresa en miliequivalentes por 100 gramos del mineral considerado (arcillas, limos, materia, orgánica y suelo). Esta tiene su origen, principalmente, en la ionización del  $\text{H}^+$  de los grupos oxhidrilo ( $\text{OH}^-$ ) en las aristas de los minerales arcillosos 1:1 - caolinítico. En las arcillas 2:1 las cargas negativas se originan en las sustituciones isomórficas de iones relacionados por tamaño y/o valencia como  $\text{Al}^{+++}$ ,  $\text{Si}^{++++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Fe}^{++}$ , Zinc, Niquel, Litio, etc. En la materia orgánica, la CIC proviene de los grupos funcionales carboxílicos ( $\text{R}-\text{COO H}$ ) aproximadamente en un 54 por ciento, en un 36 por ciento para los grupos fenólicos e hidroxifenólicos y en un 10 por ciento para otros grupos incluidos los nitrogenados  $\text{R}-\text{NH}_2$ . La participación en las reacciones de intercambio de los distintos grupos varía con el pH y con la naturaleza de los cationes del medio.

En los coloides se pueden distinguir dos clases de CIC, la denominada carga permanente y la carga dependiente del pH. La suma de las dos integra la carga total. La carga permanente tiene su origen en las sustituciones isomórficas y la carga dependiente del pH proviene, en la materia orgánica, de los grupos carboxílicos y fenólicos y en las arcillas de la ionización del  $\text{H}^+$  de los grupos oxhidrilo ( $\text{OH}^-$ ) de las aristas rotas en los cristales.

En los suelos, la capacidad de intercambio catiónico difiere por la variedad en sus composiciones mineralógicas y por el contenido de materia orgánica que en éstos existe. En algunos suelos la capacidad de intercambio catiónico está más relacionada con las partículas minerales, mientras que en otros con la materia orgánica.

En algunos suelos de Colombia, en la zona Andina, donde predominan los minerales arcillosos caoliníticos, haloisita, vermiculita, gibsitita, alófono y con contenidos muy variables de materia orgánica de 5 a 40 por ciento, generalmente presentan una capacidad de intercambio, considerada entre media y alta de 10 a 60 meq/100 gramos de suelo. En otras regiones, con suelos lixiviados oxisoles y ultisoles, bajos en materia orgánica y con contenidos apreciables de cuarzo, gibsitita, goetitita, y caolinita, la capacidad de intercambio catiónica es baja, menor de 15 meq/100 gramos de suelos. En algunos valles intermedios como el Valle Geográfico del Río Cauca, Meseta de Ibagué, Alto y Bajo Magdalena y algunas regiones de la Costa Atlántica, la CIC generalmente va de media a alta, entre 20 y 40 meq/100 gramos de suelos. En esta región la CIC parece depender principalmente del alto contenido de los minerales arcillosos Illita, vermiculita y montmorillonita.

BIBLIOGRAFIA

- 1.- BAYER, L.D.; W.H. GARDNER y W.R. GARDNER. 1972. Física de suelos. Unión tipográfica Editorial Hispano-Americana. 4ª. Edición 1-515 pp.
- 2.- BLASCO, L.M.; A.H. WEIR; J.A. CATT y E.C. OMEROD. 1969. Mineralogy of soils of the Cauca Valley. Colombia Turrialba 14(3): 332-339.
- 3.- CALHOUN, F.G.; V.W. CARLISLE y C. LUNA. 1972. Properties and genesis of selected Colombia Andosol. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 36(3):480:485.
- 4.- FORERO, M.C. 1975. Influencia de cenizas volcánicas en la genesis y clasificación de algunos suelos de la Sabana de Bogotá. Tesis de Magister. Universidad Nacional ICA. (Mimeografiada).
- 5.- FRYE, A. y H. LEAL. 1970. Los estudios del potasio y su relación con la fijación y la fertilización de algunos suelos del Tolima. Agric. Trop. (Colombia). 26(2):57-69.
- 6.- GRIM, R. 1953. Clay Mineralogy. Internacional Series in the Earth Sciences. McGraw-Hill Book Company, Inc. 383 pp.
- 7.- LEON, A.S. 1964. Estudios químicos y mineralógicos de diez suelos de Colombia. Rev. Agric. Trop. (Colombia) 20(8):442-451.
- 8.- LUNA, C. 1968. Anotaciones pedológicas sobre algunos andosoles de Antioquia. Instituto Geográfico "Agustín Codazzi". Departamento Agrológico. (Colombia) 4(9):92-98.
- 9.- MALAGON, D. 1975. Mineralogía de Suelos. Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", Sub-Dirección Agrológica (Colombia) 9(1):293-354.
- 10.- MARIN, G. 1971. La capacidad de intercambio catiónico y las bases intercambiables del suelo. En: Interpretación de análisis de suelos y recomendaciones de fertilizantes. Programa de Educación Continuada. Instituto Colombiano Agropecuario ICA. Bogotá (Colombia). Sin paginación.
- 11.- MEJIA, G.; H. KOHNKE y J.L. WHITE. 1968. Clay Mineralogy of certain soils of Colombia. Soil.Sci.Soc.Amer.Proc. 32:665-670.
- 12.- SCHAUGELBERG, P. 1962. Apuntes geológicos y pedológicos de la zona cafetera de Colombia. I genesis y Clasificación de los suelos tropicales, Chinchiná, Colombia. Cenicafé 238 p.
- 13.- TISDALE, S.L. y W.L. NELSON. 1966. Soil Fertility and Fertilizers. 2ª. Edit. The McMillan Co. New. York. 1:620 p.

- 14.- WIKLANDER, L. 1964. Cation and anion exchange phenomena.  
En: Chemistry of the soil. 2<sup>a</sup>. Edition Reinhold Publishing corporation. 162-205 p.

COLECCION AGRICULTURA DE AMERICA