

## CAPITULO II

# PROPIEDADES QUIMICAS DEL SUELO

José Orlando Blanco Sandoval

### 1. EL pH O REACCION DEL SUELO

Es una indicación del grado de acidez o alcalinidad de un suelo se mide en unidades de pH.

El pH se expresa matemáticamente como el logaritmo negativo de la concentración de iones hidrógeno ( $H^+$ ) en la solución del suelo o el recíproco de la concentración de iones hidrógeno.

$$pH = -\text{Log} [H^+] = \text{Log} \frac{1}{[H^+]}$$

La escala entera de pH varia de 0 a 14, pero bajo condiciones de campo el pH varia entre 3 y 10. En el rango de 7 a 0, los suelos son incrementantemente más ácidos y valores de 7 a 14 corresponden a suelos cada vez más alcalinos o básicos. A pH 7.0 la concentración de iones  $H^+$  y  $OH^-$  son iguales.

En la medida en que la concentración de iones  $H^+$  es mayor el suelo es más ácido y el valor del pH es menor. En las soluciones alcalinas o básicas la concentración del  $OH^-$  es mayor que la del  $H^+$ .

Cada vez que el pH se incrementa o disminuye en una unidad, la concentración del ión  $H^+$  disminuye o se incrementa 10 veces. Así un suelo con un pH de 5.0 contiene 100 veces más  $H^+$  que otro suelo con un pH de 7.0.

En general, la gran mayoría de las plantas crecen y se desarrollan mejor en el rango de pH comprendido entre 5.5 y 6.5 .

Las principales características de los suelos ácidos son:

- a) Suelos fuertemente lixiviados.
- b) Bajos en cationes o bases intercambiables (Ca, Mg, K)
- c) Predominancia de arcillas caoliniticas y sexquioxidos de Fe y Al
- d) Baja actividad microbial.

e) Concentraciones tóxicas de aluminio (Al) y manganeso (Mn).

f) Alta fijación de fósforo.

En contraste en los suelos alcalinos (pH entre 7.5 y 8.5):

a) Predominan el calcio (Ca) y el magnesio (Mg) sobre el potasio (K) y el sodio (Na)

b) Las sales solubles y/o los carbonatos pueden acumularse.

El pH del suelo es importante debido a que provee información clave sobre otras propiedades del suelo, afecta grandemente la solubilidad de los minerales e influencia el desarrollo de las plantas por el efecto que causa sobre la actividad de los microorganismos benéficos del suelo.

La mayoría de las bacterias que intervienen en el proceso de fijación de nitrógeno por las leguminosas disminuyen su actividad en suelos fuertemente ácidos. Asimismo, las bacterias que activan la descomposición de la materia orgánica del suelo liberando N y otros nutrimentos como el fósforo y el azufre, que luego son utilizados por las plantas, son también afectadas en suelos ácidos.

Suelos formados de materiales parentales básicos pueden convertirse en suelos ácidos en zonas con altas precipitaciones, como consecuencia de la lixiviación o lavado de las bases intercambiables ( $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Na}^+$ ) a través del perfil del suelo y el reemplazo de los sitios de intercambio por el ión  $\text{H}^+$  formado al disolverse el ácido carbónico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) en la solución.

Suelos no lixiviados, localizados en regiones de baja lluviosidad, presentan altos contenidos de calcio y valores de pH cercanos a 8.5. La presencia de sodio intercambiable puede incrementar el pH a valores tan altos como 10. En suelos con pH alrededor de 10 el desarrollo radicular de las plantas se reduce considerablemente y mueren. Algunas halofitas son capaces de tolerar altas concentraciones de sales y valores altos de pH.

En suelos alcalinos o básicos se reduce la solubilidad de los micronutrimentos (Fe, Zn, Cu y Mn), excepto el Cl y el Mo. La disponibilidad del fósforo para las plantas también se reduce debido a que puede ser precipitado en la solución del suelo por el Ca o el  $\text{CaCO}_3$  sólido (1,2,3,6).

## 2. CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO (C.I.C.)

La C.I.C. es un proceso reversible por el cual un catión o anión retenido en la fase sólida es intercambiado por otro catión o anión de la fase líquida.

Los cationes son iones cargados positivamente, Ej:  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{H}^+$ . Los aniones son iones cargados negativamente. Ej:  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{=}$ ,  $\text{CO}_3^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{PO}_4^{-3}$ ,  $\text{MoO}_4^-$  y  $\text{BO}_2^-$ .

Los coloides del suelo tienen en sus superficies cargas negativas que se originan de dos fuentes: sustitución isomórfica y cargas dependientes del pH. Los cationes son adsorbidos o retenidos en las superficies coloidales negativas del suelo mediante simple atracción electrostática. Los cationes así adsorbidos resisten la remoción o lixiviación causada por el agua, pero pueden ser reemplazados o intercambiados por otros cationes presentes en la solución del suelo por efecto de la acción de masa, es decir, la competencia por los sitios cargados negativamente debido a la presencia de un gran número de iones.

Cuando el intercambio ocurre entre dos iones positivos se denomina intercambio catiónico, cuando se realiza entre dos aniones se conoce como intercambio aniónico. El primero es el más importante puesto que la capacidad de retención aniónica y molecular de los suelos agrícolas es muy pequeña y ocurre solamente en algunos tipos de suelos.

Las fracciones del suelo donde ocurre intercambio iónico son los componentes orgánico y mineral con diámetro efectivo de partícula menor de 0.02 mm ó 20 micras ( $\mu\text{m}$ ), que incluye una porción de limo y toda la fracción de arcilla (<2 micras), así como también la materia orgánica coloidal.

Los cationes más comunes y numerosos sobre los sitios de intercambio son el  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{Al}^{+++}$ . Las proporciones de estos cationes sobre las superficies coloidales cambian constantemente como consecuencia de la adición de iones, a través de la disolución de los minerales del suelo o por adición de enmiendas y fertilizantes químicos. La absorción de cationes por las plantas y los procesos de lixiviación reducen su concentración y, por tanto, alteran sus proporciones en el suelo.

La C.I.C. de la fracción orgánica se origina de la disociación del  $\text{H}^+$  de los grupos funcionales, particularmente los carboxilos ( $-\text{COOH}$ ), fenólicos ( $\text{C}_6\text{H}_5\text{OH}$ ), alcohólicos ( $-\text{OH}$ ) y metóxidos ( $-\text{OCH}$ ) que se encuentran en la periferia de las moléculas de los ácidos húmicos. Cuando el pH es inferior a 7 se forma una carga negativa en el grupo funcional, como se muestra en la siguiente ecuación:



Se estima que entre el 85 y el 90% de la carga negativa del humus se debe a estos 4 grupos funcionales. Otros grupos como el enol ( $-\text{COH}=\text{CH}$ ) y la imida ( $=\text{NH}$ ) también contribuyen a la carga negativa de la materia orgánica.

Las cargas negativas en la fracción inorgánica (arcilla) se origina de dos fuentes:

a) Sustitución isomórfica en los silicatos minerales laminares.

b) Cargas dependientes del pH, causadas por la deprotonización de los grupos hidroxilos ( $-\text{OH}$ ) adheridos a los átomos de silice y de los grupos  $\text{AlOH}$  expuestos en los silicatos laminares.

La carga resultante de la sustitución isomórfica se origina cuando un átomo de silicio ( $\text{Si}^{+4}$ ) o aluminio ( $\text{Al}^{+3}$ ) es reemplazado por otro átomo de similar radio iónico y geometría, pero de más baja carga. EJ: cuando el  $\text{Mg}^{+2}$  reemplaza al  $\text{Al}^{+3}$  o el  $\text{Al}^{+3}$  reemplaza al  $\text{Si}^{+4}$ . Este tipo de sustitución genera una carga negativa neta que es uniformemente distribuida sobre la superficie de la arcilla.

La sustitución isomórfica ocurre principalmente durante la cristalización de los minerales aluminosilicatos y la carga resultante es muy poco afectada por los futuros cambios del medio ambiente. La carga proveniente de la sustitución isomórfica es responsable por la carga permanente de los suelos.

La sustitución isomórfica es la principal fuente de carga negativa en los tipos de arcilla 2:1 y 2:1:1 (esmectitas, montmorillonitas, illitas, vermiculitas, muscovitas, biotitas y cloritas), pero es de muy poca importancia en las arcillas del tipo 1:1 (caolinita y halloisita).

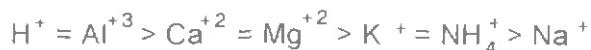
La carga dependiente del pH ocurre principalmente en los minerales de arcilla tipo 1:1 (caolinita y halloisita), en los cuales, al incrementarse el pH se forman cargas negativas en los bordes de las partículas de las arcillas, mediante la deprotonización o disociación del  $\text{H}^+$  de los grupos  $\text{OH}$ , tal como se muestra en las siguientes reacciones:



Valores altos de pH favorecen la formación de esta carga negativa en los suelos caoliniticos y alofánicos. En estos suelos también se puede formar carga positiva a bajo pH. Solamente alrededor del 5 al 10% de la carga negativa que se desarrolla sobre las arcillas del tipo 2:1 es dependiente del pH, mientras que el 50% o más de la carga que se origina sobre las arcillas del tipo 1:1 puede ser dependiente del pH.

La carga negativa que se produce en los coloides orgánicos y minerales es neutralizada por cationes que se adsorben a su superficie. La cantidad de cationes, expresada en meq/100 gramos de suelo se denomina Capacidad de Intercambio Catiónico (C.I.C.) y está estrechamente relacionada con el estado de fertilidad del suelo.

En general, los cationes di y trivalentes son adsorbidos más fuertemente que los monovalentes, siguiendo la siguiente serie liotrópica:



La C.I.C. de un suelo depende de la naturaleza y cantidad del colloide mineral y orgánico presente. Generalmente, suelos con altos contenidos de arcilla (Ar) y materia orgánica (M.O.) tendrán mayor capacidad de intercambio de cationes que suelos arenosos, bajos en M.O.

Así mismo suelos donde predominen arcillas del tipo 2:1 y 2:1:1 tendrán más alta C.I.C. que suelos con predominancia de arcillas tipo 1:1. Es así como los coloides minerales del tipo 1:1 (caolinitas y halloisita) presentan valores de C.I.C. entre 1 y 15 meq/100 gr, los minerales del tipo 2:1 (montmorillonita y vermiculita) entre 80 y 150 meq/100 gr, las arcillas del tipo 2:1:1 (cloritas) y las micas del grupo 2:1 entre 20 y 40 meq/100 y los coloides orgánicos entre 100 y 300 meq/100 gr. (1,2,3,6).

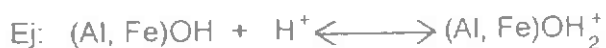
En la Tabla 1 se relacionan los valores de la C.I.C. para la mayoría de las arcillas y la materia orgánica.

**Tabla 1. Capacidad de Intercambio Catiónico de algunos minerales arcillosos, óxidos amorfos y materia orgánica.**

MINERAL	TIPO DE ARCILLA	C.I.C. (MEQ/100 GR)
Caolinita	1:1	3-15
Halloisita	1:1	5-10
Montmorillonita	2:1	80-120
Vermiculita	2:1	100-150
Glauconita	2:1	5-40
Illita	2:1	20-50
Clorita	2:1:1	10-40
Alofana	Amorfo	<100
Opalo (cuarzo)	Amorfo	11-34
Oxido de Fe	Amorfo	10-25
Materia orgánica		100-350

### 3. CAPACIDAD DE INTERCAMBIO ANIONICO (C.I.A.)

Algunos coloides del suelos pueden formar cargas externas positivas que originan procesos de intercambio aniónico. Bajo condiciones ácidas y generalmente por debajo de su punto isoeléctrico, los grupos funcionales de la materia orgánica y de los óxidos e hidróxidos de Fe y Al acumulan protones originando cargas positivas.



Estas cargas electropositivas son neutralizadas por aniones presentes en la solución del suelo, dando origen al intercambio aniónico. Otra posibilidad que puede

originar intercambio aniónico es cuando los grupos hidroxilos (OH) son reemplazados por inones del mismo tamaño como el fluor ( $F^-$ ) y el cloro ( $Cl^-$ ). La adsorción aniónica aumenta al incrementarse la acidez del suelo.

Se ha encontrado la siguiente secuencia de adsorción aniónica.



Lo cual significa que los iones fosfato pueden ser retenidos firmemente sobre los sitios de intercambio aniónico.

#### 4. SATURACION DE BASES

Una de las propiedades más importantes de los suelos es el grado de saturación de bases, el cual generalmente refleja la extensión de la lixiviación e intemperización del suelo. La saturación de bases se define como el porcentaje total de la C.I.C. que es ocupada por los cationes básicos, es decir, el  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $K^+$  y  $Na^+$ .

Para ilustrar como se calcula, supongamos que el análisis de un suelo reportó los siguientes datos:

Calcio (Ca)	=	4.5 meq/100 gr de suelo
Magnesio (Mg)	=	2.5 meq/100 gr de suelo
Potasio (K)	=	0.5 meq/100 gr de suelo
Sodio (Na)	=	0.2 meq/100 gr de suelo

TOTAL 7.7 meq/100 gr de suelo

C.I.C. = 10.5 meq/100 gr de suelo.

$$\% \text{ saturación de bases } = \frac{S \times 100}{C.I.C.} = \frac{7.7 \times 100}{10.5} = 73.3\%$$

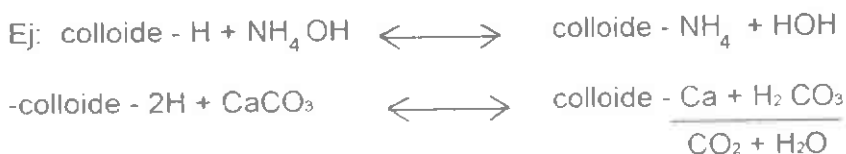
S = suma total de las bases de cambio.

C.I.C = capacidad de intercambio catiónica real del suelo.

La saturación de bases de un suelo está estrechamente relacionada con el pH y el nivel de fertilidad del suelo. Para un suelo de cualquier composición orgánica o mineral, el pH y la fertilidad aumentan como el grado de saturación de bases se incrementa (1,2,3,6).

## 5. CAPACIDAD BUFFER

Es la habilidad de los suelos para resistir cambios drásticos en el pH cuando grandes cantidades de un material ácido o alcalino son añadidas. Tal es el caso cuando un fertilizante deja residuo ácido o básico. La capacidad buffer es mayor como la C.I.C. se incrementa. El suelo hace uso de su capacidad buffer removiendo los iones H<sup>+</sup> de los ácidos añadidos o neutralizando los hidroxilos (OH<sup>-</sup>) de las bases añadidas. Esto ocurre por reacciones de intercambio catiónico y neutralización



En los dos casos anteriores, ni el fertilizante anomiacal, ni el carbonato de calcio alteran significativamente el pH del suelo porque la base (NH<sub>4</sub>OH) y la cal son neutralizadas a amonio y calcio intercambiables y se produce agua neutra.

Similar reacción ocurre cuando se añade un ácido:



El CO<sub>2</sub> se disuelve en la solución del suelo para formar H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> el cual se ioniza para producir H<sup>+</sup> libre. El H<sup>+</sup> libre va a los sitios de intercambio y se forma bicarbonato de calcio que es ligeramente alcalino. Eventualmente el bicarbonato precipitará como CaCO<sub>3</sub> y deja agua neutra.

Suelos con altos contenidos de humus y arcillas del tipo 2:1 (montmorillonitas y vermiculitas) tendrán una alta capacidad buffer.

## 6. BIBLIOGRAFIA

1. Bohn L. H.; Meneal L. B.; O'Connor A. G. 1979. Soil Chemistry. John Wiley & Sons. New York. 328. P.
2. Donahue L. R., Miller W. R.; Shickluma C. J. 1983. Soils an Introduction to soils and Plant Growthj. Prentice- hall, inc. Englewood Cliffs, New Jersey. 667 P.
3. Tass Bender W. H. 1975 Química de suelos con énfasis en suelos de América Latina. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Torrealba, Costa Rica 398 P

- 4 Garavito N. F. 1.979. Propiedades químicas de los suelos. IGAC. Segunda Edition. Bogotá. 321 P.
- 5 Instituto Colombiano Agropecuario. Programa Nacional de suelos. 1978. Los suelos y su fertilidad. Compendio No. 23. Centro Experimental Tibaitatá. Bogotá. 330 P.
- 6 Tisdale L. S.; Nelson L. W.; Beaton D. J.; 1985. Soil Fertility and Fertilizers. Fourth Edition. Macmillan Publishing Company New York. 754 P.
- 7 Thompson M. L.; Troeh R. F. 1978. Soils and soil Fertility. McGraw-Hill Book Company. New York 516 P.