

pH DEL SUELO Y NECESIDADES DE CAL

GLORIA GOIJBERG REIN¹
ANDRES AGUILAR SANTELISES²

INTRODUCCION

Se ha estimado, en base al Mapa de Unidades de Suelos de la República Mexicana (DGA, 1973) que los suelos ácidos de México constituyen el 6.7% del territorio nacional (Núñez, 1985). Los suelos considerados en esta estimación se ubican principalmente en el Eje Neovolcánico (andosoles) y en la zona comprendida por el sur de Veracruz, Tabasco y Chiapas (gleysoles, cambisoles, acrisoles y nitosoles). Para el caso de estos tipos de suelos, la interpretación de los resultados de las determinaciones de pH, debe hacerse en base a la consideración de muchos aspectos diferentes a los que se toman en cuenta en el caso de los suelos de zonas templadas, debido a que su composición mineralógica y los cultivos que en ellos se desarrollan, presentan características también diferentes.

Además de los suelos arriba considerados, cuyo valor de pH es bajo y que sostienen una vegetación que normalmente es tolerante a la acidez, debemos considerar los suelos de pH neutro o muy ligeramente ácido que a causa de los procesos naturales de intemperismo y erosión o de una intensa explotación agrícola (adición de fertilizantes de residuo ácido, excesiva extracción neta de bases por los cultivos), generalmente decrece su porcentaje de bases cambiables, se reduce su pH y consecuentemente se tornan menos valiosos como sostén de buenos cultivos. Un ejemplo interesante de este tipo lo constituyen los suelos de algunas áreas del estado de Jalisco en los cuales se ha detectado acidificación y empobrecimiento general gradual y donde la necesidad de la adición de cal va siendo reconocida poco a poco por los productores (González, 1985).

Lamentablemente en México los estudios que se han efectuado sobre este tema son muy escasos y una gran parte de los ensayos, tanto de laboratorio como de campo que se han conducido no se han publicado. Algunos de los trabajos nacionales sobre pH del suelo, acidez y encalado son: Sánchez, 1959; Turrent, 1963; Villegas y Tavera 1965; Parra, 1969; Peña, et al., 1971; Miramontes y Ortega, 1972; IMPA CONAINAZ, 1975; Castillo y Lavín, 1977; Pastrana, 1981; Villegas y Pastrana, 1981; Núñez, 1985; Tapia, 1985.

¹Profesora Investigadora del Departamento de Suelos, Universidad Autónoma Chapingo.

²Profesor Investigador Titular del Departamento de Suelos, Universidad Autónoma Chapingo.

Naturaleza de la Acidez del Suelo

En general se acepta que la acidez del suelo puede ser dividida en dos tipos, la activa o sea la concentración de hidrogeniones en la solución del suelo y la potencial que comprende los hidrogeniones que pueden ser liberados por diversos tipos de materiales del suelo cuando se remueve H^+ de la solución del mismo o cuando se altera el equilibrio del sistema suelo-solución por la adición o sustracción de agua, sales, ácidos o bases. Un tipo de acidez potencial que fácilmente puede contribuir a la acidez activa es la acidez intercambiable, la cual comprende principalmente al aluminio y al hidrógeno intercambiable. En numerosos trabajos se ha demostrado que el Al es el principal componente de la acidez intercambiable. Además, en ciertos suelos, existe un alto contenido de ácido aún después que el Al intercambiable ha sido removido; esta acidez está asociada con la materia orgánica o con ciertos minerales y se denomina acidez no intercambiable.

En relación con las fuentes de acidez no intercambiable, existen diversos tipos de partículas del suelo que varían en cuanto a sus constituyentes capaces de producir H^+ y que contienen diferentes grupos funcionales que pueden disociarlo a distintos rangos de pH; esta disociación de H^+ a diferentes valores de pH es de importancia en la determinación de los requerimientos de encalado. De los componentes inorgánicos que generan acidez no intercambiable, se tiene a los óxidos minerales y a las diversas combinaciones de aluminosilicatos y polímeros hidroxil-Al e hidroxil-Fe, donde estos últimos son altamente responsables de la dependencia del pH y carga del suelo. En los suelos ácidos además de los grupos donadores de H^+ , el Al^{3+} y los hidroxil-Al se hidrolizan produciendo H^+ a valores de pH mayores que el requerido para la disociación de los H^+ unidos electrostáticamente. En suelos orgánicos, la naturaleza de los grupos funcionales es compleja y variable, siendo principalmente carboxilos, fenoles, enoles y otros grupos que contienen funciones OH, los donadores de H^+ por ionización, la cual también es dependiente del pH. Los ácidos solubles formados por actividad microbológica son muy localizados y su influencia en las propiedades del suelo no es significativa. Entre los trabajos importantes sobre la naturaleza de la acidez del suelo recomendamos a Bell y Gillman (1978) y Thomas y Hargrove (1984).

El valor del pH del suelo indica la magnitud de la acidez activa, esto es, la concentración de H^+ en la solución en equilibrio con la fase sólida del suelo, pero no constituye una medida de la acidez potencial la cual podría tener una magnitud muy diversa para cualquier valor dado de pH. Por esta razón el pH del suelo por sí mismo, no proporciona suficiente información para interpretar los requerimientos de cal.

Efectos del pH del Suelo Sobre la Nutrición de las Plantas

El pobre crecimiento de los cultivos en suelos ácidos no se debe significativamente a la alta concentración de H^+ , a menos que el valor de pH sea inferior a 4.0. Más bien, los efectos detrimentales de la acidez del suelo son de tipo indirecto y se deben principalmente a: (1) alta concentración de aluminio intercambiable o en solución, (2) retención de fósforo, (3) exceso de manganeso en solución, (4) deficiencias del calcio, magnesio o molibdeno, (5) reducida actividad microbológica y (6) reducida capacidad de intercambio catiónico. Cada uno de estos factores varía en forma diferente en relación al pH del suelo y a sus componentes, por lo cual no es posible establecer un criterio general y aplicable a todos los suelos, acerca del pH óptimo en relación al desarrollo vegetal. De conformidad con el conocido Diagrama de Truog, el pH óptimo de los suelos minerales tiene un valor cercano a la neutralidad y el de los suelos orgánicos, ligeramente menor. A estos

valores de pH, la disponibilidad de todos los elementos nutritivos que las plantas toman del suelo, se encuentra en niveles adecuados. Sin embargo, en el caso de los suelos típicos de los trópicos húmedos, es ampliamente conocido que su valor óptimo de pH es muy inferior a 7, ya que con valores de pH relativamente bajos se logra su mejor comportamiento posible como soporte y fuente de nutrimentos para las plantas.

Debe tomarse en cuenta, además, que las diferentes especies vegetales se comportan en formas muy diversas ante la acidez del suelo, de tal manera que se han elaborado listas con los rangos óptimos de pH para cada especie (v.g. Ignatieff y Page, 1959) y clasificaciones de las especies según su tolerancia a diferentes porcentajes de saturación de Al en el suelo (Foy, 1974). Según estas clasificaciones los cultivos tropicales como son el café, la yuca y la piña, toleran bien la acidez del suelo, soportando hasta un 80% de saturación con Al del complejo de intercambio; otras especies como el maíz, la avena y los cítricos presentan una tolerancia intermedia y las plantas como algodón, remolacha, alfalfa y frijol son altamente susceptibles.

DETERMINACION DE pH EN EL SUELO

Cuando se habla del pH del suelo se hace referencia a una de las cualidades más indicativas de sus propiedades. El que un suelo sea ácido, neutro o alcalino determina en gran parte la solubilidad de varios compuestos, la fuerza de unión de los iones en los sitios de intercambio y la actividad de los microorganismos.

Definición de pH

El pH se define como el logaritmo negativo de la actividad de los H^+ en una solución.

$$pH = - \log a_{H^+} = \log \frac{1}{a_{H^+}}$$

donde: $a_{H^+} = \gamma (H^+)$

o sea que la actividad está relacionada con la concentración mediante el coeficiente de actividad (γ). Los coeficientes de actividad en soluciones verdaderas, se encuentran definidos por la ecuación de Debye-Huckel:

$$\log \gamma_{\pm} = \frac{AZ^+ Z^- \sqrt{I}}{1 + \beta a_i \sqrt{I}}$$

donde:

- Z = Carga de los iones presentes
- A y β = Constantes que dependen de la temperatura y del solvente.
- a_i = Distancia media a la que se puedan aproximar los iones en solución.
- I = Fuerza iónica de la solución siendo a su vez definida como:
- I = $0.5 \sum (C_i Z_i^2)$

donde:

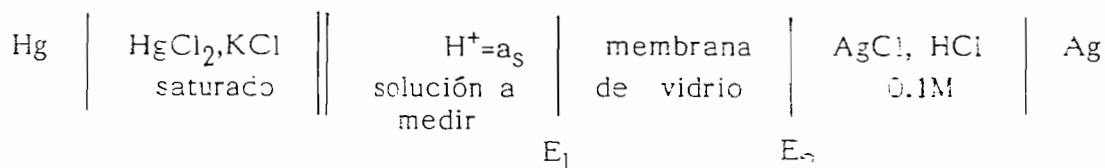
- C_i = Concentración del ión i
- Z_i = Carga del ión i.

En las determinaciones experimentales se miden solamente los iones H^+ disociados, consecuentemente, los H no disociados, no se incluyen en la determinación de pH. Cuando el concepto de pH se aplica a un sistema coloidal como sería el caso de un suelo ácido, la fracción de H^+ disociados es menor que 1 y varía según el tipo de arcilla y los contenidos de materia orgánica. La medición del pH, por lo tanto no dará un índice de la acidez total del suelo, ya que es una medida de intensidad, pero no de cantidad de ácido presente. Más bien, el pH dará una idea sobre el porcentaje de saturación de bases dependiendo del tipo de arcilla predominante; del grado de disociación de los H^+ de los sitios de intercambio o de la extensión de la formación de H^+ en la solución del suelo debido a la hidrólisis del Al. Además, ya que existe una estrecha relación entre la disponibilidad de nutrientes para las plantas y el valor de pH, éste proporciona un índice para evaluar su disponibilidad.

Determinación del pH

Los métodos para determinar pH en suelos pueden dividirse en métodos colorimétricos o electrométricos. Los métodos colorimétricos hacen uso de indicadores, generalmente colorantes orgánicos, de tipo ácido o básico, que cambian de color con la actividad de los H^+ . Su uso se restringe a trabajos de campo, para obtener valores aproximados de pH.

El método electrométrico es el más utilizado en los laboratorios de suelos. Con este método, se mide el potencial de un electrodo sensitivo a los iones H^+ (electrodo de vidrio) presentes en una solución problema, usando como referencia un electrodo cuyo problema no se modifica cuando cambia la concentración de los iones a medir, siendo generalmente un electrodo de calomelano o de $Ag/AgCl$. El sistema formado por ambos electrodos puede representarse de la siguiente manera:



Cada línea representa una interfase donde se desarrolla un potencial y la línea doble a la unión líquido-líquido.

A través de la membrana de vidrio se producen dos diferencias de potencial, una producida entre los iones H^+ de la solución a medir y el que de la membrana (E_1) y la segunda, producida por el intercambio iónico entre los iones H^+ de la solución interna (HCl 0.1N) y el que da la membrana en la otra fase de contacto (E_2).

Termodinámicamente se establece que los potenciales de contacto se rigen por ecuaciones del tipo Nernst:

$$E(\text{membrana}) = -0.059 \log a_{H^+}_s - (E_{AgCl/Ag}^0 - 0.059 \log a_{H^+} 0.1M)$$

$$E = k - 0.059 \log a_{H^+}_s$$

$$E = k + 0.059 \text{ pH}$$

donde k es una constante que incluye todos los potenciales de referencia interno, externo, potencial de unión líquido y un potencial diferente, llamado potencial

asimétrico. Este potencial asimétrico depende de la composición de la membrana de vidrio y varía con el tiempo, según el daño mecánico del vidrio, con el uso, variaciones con reactivos químicos, deshidratación del vidrio, films de grasa depositada, etc. Debido a la incertidumbre en el valor de k , en la práctica se utilizan soluciones tampones, de pH exactamente conocido, para calibrar el instrumento y luego comparar ya sea el potencial o el pH directamente, de una solución a medir.

Factores que Afectan la Determinación del pH del Suelo

Varios factores influyen sobre los resultados de las determinaciones de pH en el suelo: (a) la naturaleza y el tipo de constituyentes orgánicos e inorgánicos que contribuyen a la acidez del suelo, (b) el contenido de sales presentes y la relación suelo-solución; (c) presión parcial de CO_2 y (d) el efecto de suspensión asociado con el potencial de unión (Mc Lean, 1982).

Constituyentes Orgánicos e Inorgánicos. Ya se mencionó anteriormente en la sección sobre la naturaleza de la acidez del suelo, a los grupos donadores de H^+ y a los polímeros hidroxialuminio como responsables de la acidez en suelos minerales, y a los grupos funcionales asociados con la materia orgánica como responsables de la acidez en suelos orgánicos. Cada uno de los componentes referidos difieren en cuanto a las cantidades de constituyentes específicos capaces de disociar H^+ y de éstos, cada uno disocia H^+ en diferentes rangos de pH.

Contenido de Sales y Relación Suelo-Solución. Además de los iones H^+ disociables producidos por hidrólisis, los H^+ y los Al^{3+} adsorbidos al complejo de intercambio son intercambiados por las sales presentes en el suelo o en las soluciones de medición. En ambos casos se producen valores de pH menores que en una suspensión en agua pura. Las sales pueden provenir de residuos de fertilización, aguas de riego o descomposición de materia orgánica. Debido a la disminución del pH producida por la presencia de sales, se recomienda hacer las mediciones de pH en soluciones salinas con una fuerza iónica relativamente elevada que desplazan los H^+ y Al^{3+} de intercambio y enmascaran el efecto de sales nativas. Para este efecto, se recomienda la medición del pH en CaCl_2 0.01M (McLean, 1973) o KCl 1N (Schofield y Taylor, 1955; CSTPA, 1980; Peach 1965). Las relaciones (suelo:solución comúnmente utilizadas para medir pH son 1:1, 1:2, 1:2.5 y 1:10 (en base a peso de suelo seco al aire). Algunos datos que muestran el efecto de las diferentes soluciones salinas comparadas con H_2O y las relaciones suelo-solución se presentan en los Cuadros 1 y 2.

En un trabajo realizado en suelos ingleses, Davies (1971) comparó estadísticamente resultados de muchos valores de pH medidos en H_2O y en solución de CaCl_2 0.01M y encontró que las dos medidas se correlacionan estrechamente entre sí ($r = 0.983$). La relación entre ambos está dada por la ecuación lineal.

$$\text{pH}_{\text{CaCl}_2} = 1.045 \cdot \text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} - 0.876$$

Las ventajas del uso de soluciones salinas son: (a) su relativa independencia de la relación suelo-solución, (b) que elimina las diferencias producidas por la presencia de sales en el suelo y efectos de época de estación, (c) mide la acidez activa y la intercambiada, (d) cuando se usa CaCl_2 , el Ca contribuye a la floculación de la suspensión y contribuye a la estabilidad de la lectura y (e) el pH medido en esta forma, representaría aproximadamente el pH en condiciones de campo, ya que la concentración 0.01 M CaCl_2 sería similar a la de la solución del suelo.

Diferencias de varias décimas de unidades de pH se han observado al comparar relaciones 1:10 con 1:1, en agua obteniéndose pH menores en relaciones 1:1. Esto se ha interpretado como un efecto de concentración del suelo o al desarrollo de potenciales de difusión mayores en suspensiones más concentradas (Coleman y Thomas, 1967). El efecto de las sales y su concentración se ha explicado por el intercambio catiónico y el efecto de la carga variable en algunos suelos. El pH del suelo obtenido en soluciones salinas es menor que en agua siendo la diferencia mayor a medida que aumenta la concentración de la sal. Esto ha sido explicado debido al desplazamiento de los H^+ y Al^{+3} del complejo de intercambio, aunque en ciertos suelos la disminución del pH puede provenir de la materia orgánica o de los complejos hidroxil-Al e hidroxil-Fe presentes en las interfases de las capas de silicatos.

Cuadro 1. pH del suelo en diferentes soluciones (Etchevers, 1985).

Suelo	pH	
	H ₂ O (1:2)	KCl IN (1:2)
Entisol La Chontalpa	6.60	5.40
Vertisol La Chontalpa	6.00	4.80
Ultisol Huimanguillo	4.35	3.80

Cuadro 2. pH de un suelo en diferentes soluciones y relaciones (Etchevers, 1985).

Relación	pH	
	H ₂ O	CaCl ₂ 0.01 M
1:2	5.56	5.27
1:5	5.68	5.25
1:10	5.75	5.18

Algunos suelos pueden presentar solo diferencias pequeñas entre pH (H₂O) y pH en soluciones salinas, o aún presentar valores menores con agua que con soluciones salinas. Este es el caso de los suelos con un alto contenido de minerales de carga variable, los cuales son principalmente óxidos e hidróxidos (cristalinos o amorfos) de Fe y Al que dominan la composición y las propiedades de algunos tipos de suelos tropicales. Estos minerales presentan la característica de variar su carga en función del pH del medio. Por lo tanto, existe un valor de pH en el cual su carga superficial es cero. Este valor de pH es llamado punto de carga

cero (PCC). A valores de pH inferiores (mayor concentración de H^+) al PCC, la carga del material será positiva y a valores de pH mayores (menor concentración H^+) la carga será negativa. Este proceso se representa esquemáticamente en la Figura 1.

Los valores observados de pH en estos materiales dependen también de las concentraciones y naturaleza de las sales presentes. Si el material de carga variable se encuentra cargado negativamente, la adición de una sal a la solución del suelo causará un incremento en la adsorción neta de OH^- produciendo un incremento en la carga superficial negativa. Consecuentemente, la determinación del pH ($CaCl_2$) o pH (KCl) producirá valores menores que el pH (H_2O). Por el contrario, si el material de carga variable se encuentra cargado positivamente, por la adición de una sal a la solución del suelo, la adsorción neta de H^+ se incrementará, incrementando la carga superficial positiva y por lo tanto, el valor de pH; como se observa en la Figura 2.

Una complicación más es que los valores observados de pH en estos materiales varían con la naturaleza de los cationes, debido a que frecuentemente se presentan mecanismos de adsorción específica para algunos de éstos, lo cual altera la carga superficial y los procesos de intercambio se afectan con la carga de los iones, esto es, varían si las sales contienen cationes monovalentes o divalentes. Por ejemplo, la hematita muestra un PCC a pH 8.5 con KCl, a pH 6.5 con $Ca(NO_3)_2$ y a pH 9.5 con K_2SO_4 (Koenigs et al., 1980). En la mayoría de los suelos dominados por materiales de carga variable, el pH de los horizontes superficiales de un perfil es mayor que el PCC y su pH en KCl será menor que el pH en H_2O . Sin embargo en horizontes más profundos se encuentra frecuentemente lo contrario, es decir que su pH es menor que el PCC por lo que el pH en solución neutra tiene un valor mayor respecto al pH en agua. El Cuadro 3 muestra un ejemplo de la situación anterior.

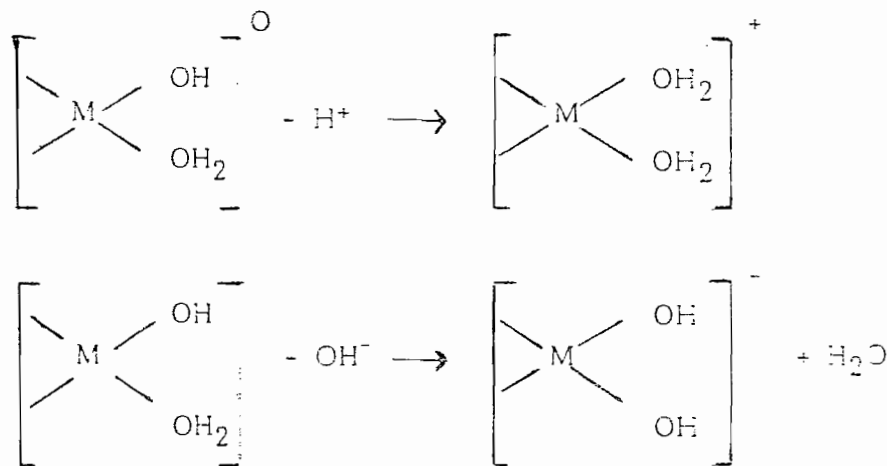


Figura 1. Dependencia de la carga de un mineral en función del pH (Bell y Gillman, 1978).

Como parte de un trabajo de tesis desarrollado en el Departamento de Suelos de la U.A.CH., se han determinado pH (H_2O), pH ($CaCl_2$) y pH (KCl) en suelos de la Sabana de Huimanguillo (Tapia, 1985). Los resultados (Cuadro 4) están de

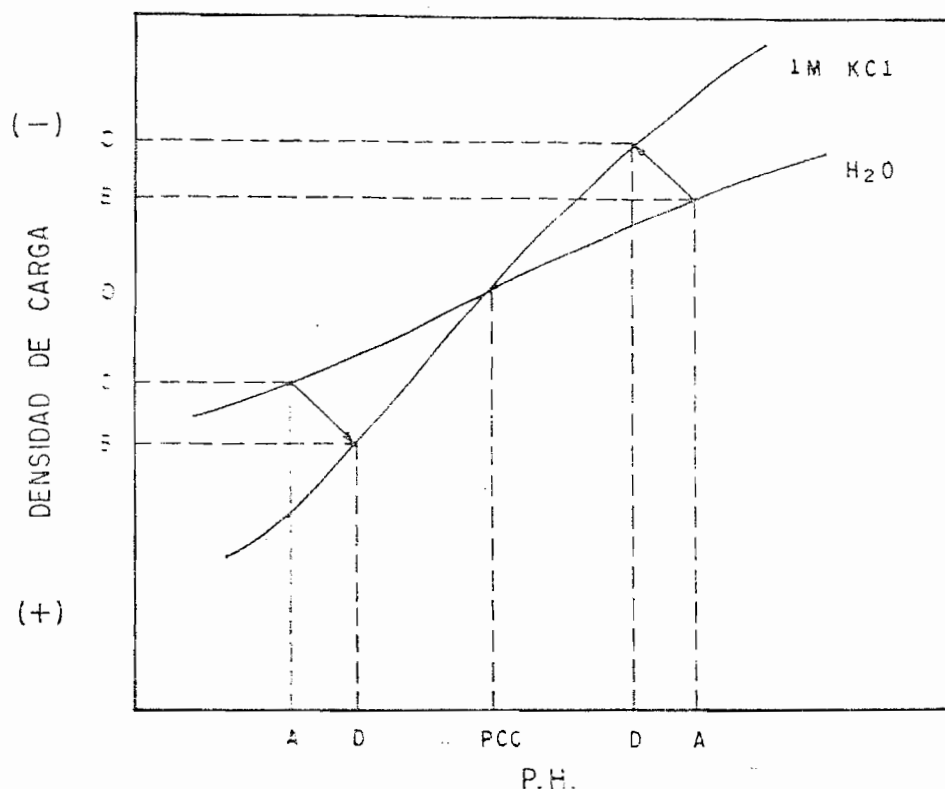


Figura 2. Relación carga-pH en un suelo de carga variable. El pH (H_2O) del suelo (A) y carga (C), con la adición de KCl cambia a pH (KCl) del suelo (D) y carga (B). (Bell y Gillman, 1978).

Cuadro 3. Características de un andosol de Hawaii (Uehara, 1978).

Profundidad	Carbono orgánico(%)	pH (1:5)		pH $pH_{KCl} - pH_{H_2O}$
		H_2O	KCl 1M	
0 - 15	18.0	5.5	5.4	- 0.1
10 - 35	11.7	5.2	4.9	- 0.3
43 - 50	9.8	5.4	5.3	- 0.1
60 - 73	8.3	5.3	5.3	0.0
90 - 120	9.2	5.2	5.3	+ 0.1
120 - 150	4.7	5.2	5.5	+ 0.3

acuerdo con los valores obtenidos en la literatura universal. En promedio, los valores de pH en KCl 1N fueron 0.9 unidades menores que el pH en H_2O , y los valores de pH en $CaCl_2$ 0.01 M fueron en promedio 0.7 unidades menores. Como es de esperarse, los coeficientes de correlación entre los métodos fueron altos, entre pH (H_2O) y pH ($CaCl_2$), $r = 0.970$ y entre pH (H_2O) y pH (KCl), $r = 0.952$. En todos los casos presentados, el pH medido en las soluciones salinas fue menor que en H_2O , lo que indica que los materiales coloidales están cargados negativamente tendrán cationes como iones compensadores, predominando el intercambio catiónico.

Contenido de CO₂. El CO₂ disminuye el pH del suelo por la formación de H₂CO₃, pero teniendo en consideración la presión parcial de este gas en la atmósfera y los pH del suelo (menores de 7), su efecto es mínimo. Sin embargo, en los suelos calcáreos el pH es una función del logaritmo de la presión del CO₂. En estos casos, se recomienda equilibrar la solución por agitación, a una presión parcial de CO₂ constante, como la existente en el laboratorio en que se hace la medición.

Efecto de Suspensión. El efecto de suspensión se manifiesta por los valores diferentes de pH que se obtienen al medir ya sea después al sedimentar las partículas o en el sobrenadante. La magnitud del efecto de suspensión varía de acuerdo con la naturaleza del suelo y la concentración de la sal y las interpretaciones han sido variadas. La más aceptada corresponde a que las diferencias se derivan de un incremento del potencial de unión de la suspensión del suelo respecto a la solución buffer. En el caso de arcillas o suelos cargados negativamente se medirá un pH menor que el que correspondería a la actividad de los H⁺ en la interfase solución.- Al utilizar KCl a mayor concentración que la presente en el suelo y por ser una sal equitransferente, la mayoría de la corriente producida a través de la unión líquida va a ser responsabilidad de la sal. Para evitar los errores causados por este efecto, Peech, et al. (1953) recomiendan desplazar la posición de los electrodos, colocando el electrodo de referencia en el sedimento; lo cual tiene como consecuencia que para obtener lecturas de pH en suspensiones de suelo, se recomiende el empleo de una celda tradicional (electrodo de orden y electrodo de referencia, y no de electrodos de combinación).

Cuadro 4. Valores de pH de algunos suelos de la Sabana de Huimanguillo (Tapia, 1985).

Serie	pH		
	H ₂ O	CaCl ₂ 0.001M	KCl 1M
Zapotal	6.6	6.0	5.5
Limón	6.9	6.5	6.0
Aluviones	6.0	5.5	4.5
Gamas	6.4	5.9	5.5
Tecominoacán	5.3	4.3	4.4
Rosario	5.3	4.8	4.5
Tres Bocas	5.1	4.4	4.5
Ignacio Gutiérrez	4.9	4.1	4.2
Nueva	5.8	5.4	4.7
Libertad	5.7	5.2	4.9
Mina	5.2	4.2	4.4
Huapacal	5.4	4.3	4.5

En los Cuadros 5, 6 y 7 se pueden observar el efecto de agitación y tiempo de sedimentación sobre los valores de pH en H₂O en el suelo y en soluciones salinas y el efecto de la posición de los electrodos. De los datos obtenidos, se puede observar primeramente que los valores de pH son más reproducibles en soluciones salinas que en agua, independientemente del tiempo de contacto y de

la posición de los electrodos. Para los valores de pH en H₂O, se obtuvieron pH menores al leer en el sobrenadante y en las soluciones más concentradas de suelo. En el caso de la posición de los electrodos no se observaron diferencias, probablemente por tratarse de un suelo con bajo contenido de arcilla. Para los fines prácticos en los laboratorios de análisis se recomienda agitar la solución e inmediatamente leer el pH en la suspensión, ya que las variaciones debidas al efecto de la suspensión son mínimas.

A pesar de todos los efectos que causan variaciones en los resultados en la medición de pH en suelos, éstos no disminuyen la utilidad de la determinación, independientemente del método que se utilice, solamente se hace indispensable estandarizar las condiciones de su medición. En el apéndice de este trabajo se presentan procedimientos detallados para determinar pH(H₂O), pH(KCl) y pH(CaCl₂).

Cuadro 5. Efecto de los tiempos de sedimentación sobre los valores de pH en suelo medidos en H₂O y KCl (Etchevers, 1985).

Dilución	pH ¹			
	H ₂ O		KCl 1 M	
	50 min.	90 min.	50 min.	90 min.
1:2 Sobrenadante	5.11	5.78	5.06	5.02
1:5 Sobrenadante	5.39	5.53	5.01	5.02
1:10 Sobrenadante	5.95	5.60	4.94	4.95

¹Después de agregar la solución, se agitó esporádicamente durante los primeros 30 minutos.

Cuadro 6. Efecto del valor del pH en H₂O y soluciones salinas en la suspensión y sobrenadante a diferentes relaciones suelo-solución (Etchevers, 1985).

Dilución	Posición	pH		
		H ₂ O	KCl 1M	CaCl ₂ 0.01M
1:2	Suspensión	5.56	5.25	5.27
	Sobrenadante	5.11	5.06	5.26
1:5	Suspensión	5.68	5.22	5.25
	Sobrenadante	5.39	5.01	5.18
1:10	Suspensión	5.75	5.21	5.18
	Sobrenadante	5.55	4.94	5.18

Cuadro 7. Efecto de la posición de los electrodos sobre los valores de pH en H_2O a diferentes relaciones suelo-solución (Etchevers, 1985).

Posición electrodos	pH en H_2O		
	1:2	1:5	1:10
1	5.78	5.58	5.60
2	5.74	5.67	5.80
3	5.74	5.75	5.91
4	5.63	5.41	5.95

Las posiciones 1, 2, 3 y 4 respectivamente: dos electrodos en el sedimento, dos electrodos en el sobrenadante, electrodo de vidrio en sedimento y electrodo de referencia en sobrenadante, invertidos.

Conclusiones y Recomendaciones

1. El uso de las soluciones salinas (KCl 1M o $CaCl_2$ 0.01M) presenta ventajas en la determinación del pH del suelo. Estas determinaciones producen lecturas más estables, son relativamente independientes de la relación suelo-solución, eliminan diferencias producidas por efectos de las sales presentes en el suelo, y en el caso del $CaCl_2$ 0.01M, semeja las condiciones de campo. Sin embargo, el valor obtenido de pH en agua en combinación con el obtenido en una solución neutra, da información que no se obtendría si sólo se midiera el pH en esta última.
2. Para análisis rutinarios, usar una relación 1:2 y leer el pH en la suspensión inmediatamente después de agitar.
3. Revisar frecuentemente que el pH-metro esté operando satisfactoriamente: para este fin, emplear soluciones buffer de pH 4 y pH 7 de alta calidad. Seguir las recomendaciones de los fabricantes para el mantenimiento y operación del pH-metro y de los electrodos.
4. Independientemente del método utilizado, es indispensable estandarizar las condiciones en las que se realiza la determinación. Reportar siempre el resultado indicando el tipo de solución y la relación suelo-solución empleados. Redondear el valor obtenido a décimas.

DETERMINACION DE LA NECESIDAD DE CAL

La necesidad de cal de un suelo se define como la cantidad de un material encalante necesario para neutralizar la acidez del suelo y así elevar su pH hasta un valor tal que no tenga efectos negativos sobre las plantas. Específicamente, el encalado del suelo tiene como propósitos: (1) inactivar el Al^{3+} intercambiable y en solución, (2) reducir la retención de fósforo, (3) contrarrestar deficiencias de calcio, magnesio o molibdeno, (4) mejorar la actividad microbiológica, (5) elevar la capacidad de intercambio catiónico, además de algunos otros efectos benéficos para la nutrición de las plantas que se manifiestan en diferentes grados de magni-

tud en los diferentes tipos de suelos según sea su grado de intemperización, tipo de material parental, contenido de arcilla, contenido de materia orgánica, formas de acidez presente, etc. (Fassbender, 1975; Pearson, 1975).

Dos preguntas fundamentales requieren atención en relación a la aplicación de cal. La primera se refiere al nivel de acidez o pH del suelo hasta el cual se debe llegar para favorecer lo más posible al desarrollo de las plantas. El criterio más aplicado es el que indica que el valor de pH más favorable en cuanto a la disponibilidad de elementos nutritivos en el suelo, esté cercano a la neutralidad. Por otra parte, para muchos suelos de regiones cálido-húmedas, el criterio más aceptado para indicar los requerimientos de cal es el nivel de Al intercambiable; esto es, aplicar al suelo suficiente cal para neutralizar al Al intercambiable; esto sucede aproximadamente a pH 5.5. Existen otros criterios en uso; incluso se ha sugerido que, en los trópicos húmedos, el encalado se limite a aquellos casos en que el Ca sea un factor limitante como nutriente. Estos criterios son ampliamente discutidos por Pearson (1975). La decisión sobre el valor de pH óptimo siempre está basada en la respuesta de los cultivos a los cambios en el comportamiento del suelo como consecuencia del encalado; varía con los diferentes tipos de suelos y se requiere fundamentarla con resultados experimentales en cada situación particular.

Si ya se ha adoptado un criterio para definir la necesidad de cal de un suelo, el siguiente problema que debe resolverse es el determinar la cantidad de cal necesaria para satisfacer el nivel seleccionado; esto es, un valor de pH o la neutralización del Al intercambiable. Este problema se resuelve con relativa facilidad cuando se trabaja con una muestra de suelo en condiciones de laboratorio; sin embargo, cuando se considera el encalado de un terreno agrícola, intervienen algunos factores difíciles de evaluar como son el método de aplicación de la cal, la finura del material, su reacción con el suelo, etc.

A continuación se discutirán brevemente algunas técnicas para determinar la necesidad de cal.

Experimentos de Campo

Estos experimentos se conducen con el propósito de evaluar el efecto de diferentes niveles de cal sobre el rendimiento de los cultivos bajo condiciones naturales. Sus resultados son posteriormente aplicados a otros terrenos con condiciones similares del suelo, cultivo o rotación de cultivos, etc. En realidad este tipo de experimentos es indispensable para calibrar los métodos de laboratorio, además de que proporcionan información directa del efecto del encalado sobre el suelo y la planta.

Este tipo de estudios es muy útil pero requiere una gran cantidad de trabajo tanto de campo como de laboratorio. Hasta donde es de conocimiento de los autores, en México no se ha reportado ningún estudio de campo en el que se evalúe ampliamente el efecto del encalado en el cultivo y en el suelo a través de un tiempo adecuado. Estos experimentos no serán discutidos más en esta reunión por caer fuera de sus objetivos.

Incubaciones de Muestras de Suelo con Cal

La importancia de obtener resultados de requerimiento de cal para más suelos y en forma más rápida y económica llevó hacia el diseño de pruebas como la incubación de muestras de suelo con cantidades crecientes de cal. El método con-

siste en mezclar cantidades de cal con una serie de muestras iguales de suelo húmedo y medir su pH después de mantenerlas en incubación por el mayor tiempo posible. Debido a que en condiciones de incubación la actividad microbiana es intensa, se acumula una cierta cantidad de sal, la cual afecta profundamente la determinación del pH del suelo; estas sales deben eliminarse por percolación con agua o tomarse en cuenta al calcular el requerimiento de cal (McLean, 1982). El procedimiento de incubación permite determinar con bastante seguridad la cantidad de cal necesaria para alcanzar un cierto valor de pH y requiere ciertas condiciones y mucho tiempo, lo que constituye una desventaja del método.

Titulación del Suelo con Bases

Uno de los procedimientos más comunes de titulación de la acidez del suelo es el de Bradfield (1942), el cual consiste en adicionar cantidades crecientes de $\text{Ca}(\text{OH})_2$ como CaCO_3 . También es muy empleada la titulación en un medio salino (CaCl_2 0.01M o KCl 1N) en similitud con la determinación de pH. El empleo de KCl 1N acelera notablemente la reacción de la base con el suelo pudiendo así obtenerse los resultados en un tiempo razonablemente corto. En "Métodos recomendados" se incluye un procedimiento para determinar una curva de titulación. En la Figura 3 se presentan algunos ejemplos de curvas de titulación de suelos.

Determinación del Requerimiento de Cal con Soluciones Buffer

Los procedimientos de incubación y titulación antes mencionados requieren mucho tiempo como para poder incluirlos en un programa rutinario de encalado. Por lo tanto, se han desarrollado otros procedimientos basados en soluciones reguladoras de pH. Estos métodos consisten en tratar una muestra de suelo con un volumen de solución reguladora durante algunos minutos; la diferencia entre el valor de pH de la solución reguladora pura y de la mezcla suelo-solución sirve como base para decidir la cantidad de cal necesaria para elevar el pH del suelo al valor deseado. Esta diferencia de pH incrementará linealmente en función del H^+ intercambiable presente en el suelo. Los métodos de este tipo más empleados en Estados Unidos de América son el SMP buffer simple, SMP buffer doble, Adams-Evans y Mehlich (CSTPA, 1974; 1980). Adicionalmente, son también muy conocidos los métodos de Woodruff (1948), Schofield y Taylor (1955) y Yuan (1974). A continuación se presentarán algunos de estos métodos según los describe Etchevers (1984):

Método de Schofield (Schofield y Taylor, 1955). Schofield y Taylor propusieron un procedimiento de determinación de las necesidades de cal consistente en equilibrar durante la noche el suelo con una solución de p-nitrofenol neutralizada a pH 7 con $\text{Ca}(\text{OH})_2$, y titular al día siguiente para ver la cantidad de OH^- consumida por la reacción con el ácido de la muestra. Este método es la base de modificaciones posteriores basadas en el mismo principio (Woodruff, SMP, Adams y Evans, Yuan) que se presentan más adelante. La principal diferencia en todos ellos es que en vez de titular el exceso de OH^- remanente, se opta por medir el pH de la solución buffer-suelo.

Método de Woodruff (Woodruff, 1948). Este procedimiento original de Woodruff emplea como solución buffer una mezcla de acetato de calcio, p-nitrofenol y óxido de magnesio, que tiene como característica dar una curva de amortiguación que es lineal entre pH 6 y 7. La solución es ajustada a pH 7 y cada 0.1 unidad de disminución de pH representa una cantidad de 0.02 meq de ácido neutralizado.

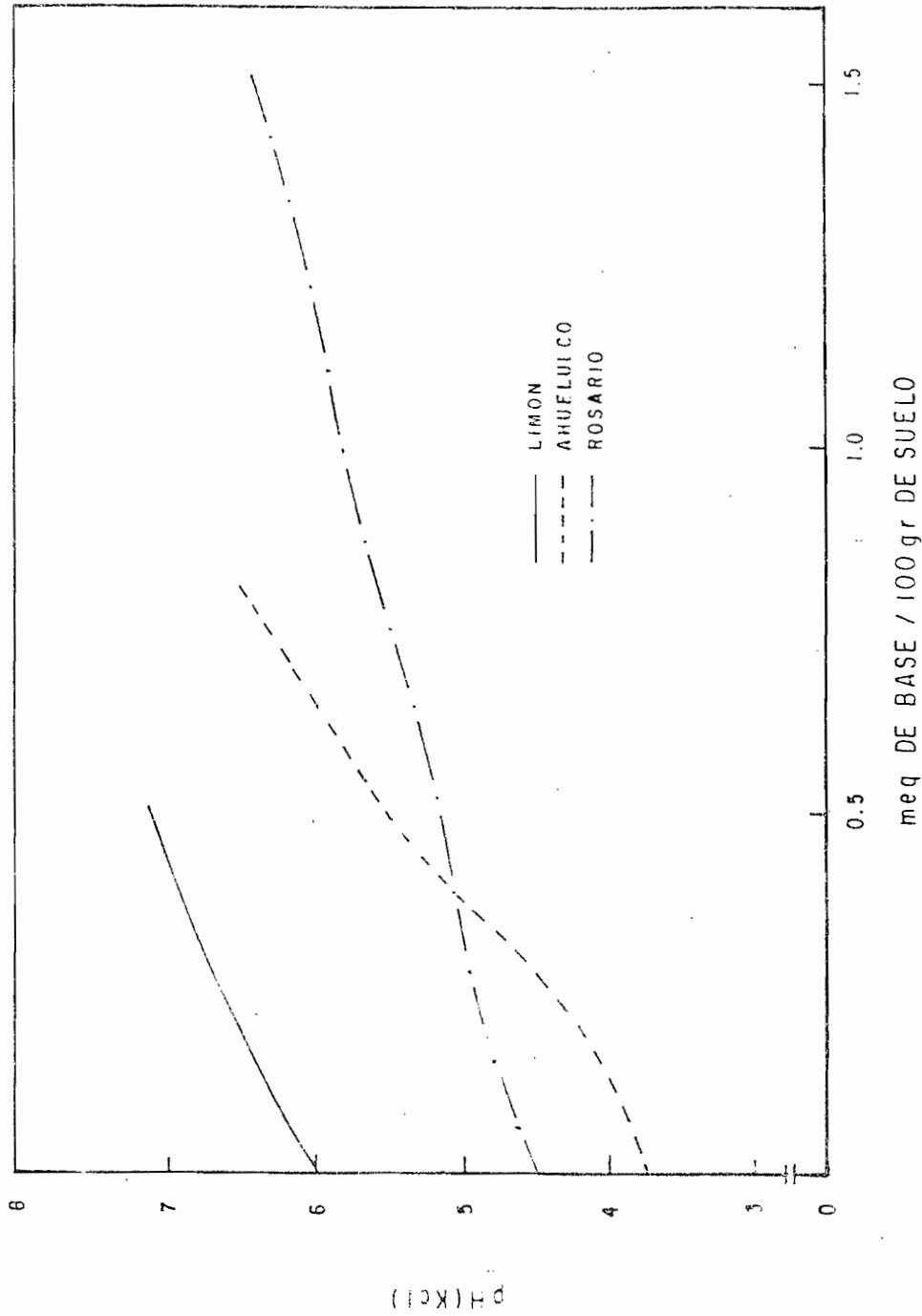


Figura 3. Curvas de titulación de tres suelos ácidos. El suelo de la serie limón es arcilloso, con 5.4% de materia orgánica y CIC de 37 meq/100 g. El suelo de la serie rosario contiene 10.9% de materia orgánica. Ambos, limón y rosario son de la Sabana de Huimanguillo, Tab. (Tapia, 1985). El suelo de Ahuelulco, Jal. es un migajón arenoso con 1% de materia orgánica y CIC de 4 me/100 g.

El problema más serio de este primer método de Woodruff es que sólo indica aproximadamente la mitad de las necesidades de cal en suelo con altos requerimientos. Debido a estos problemas, Woodruff propuso una modificación de su método original, la cual ha sido criticada por predecir requerimientos más altos que los verdaderos, en los suelos con altas necesidades y requerimientos extremadamente altos en suelos con bajas necesidades. Las modificaciones al método original nunca fueron formalmente publicadas y existe confusión cuando se habla del procedimiento de Woodruff.

Métodos de Mehlich (Mehlich, 1939, 1976). Existen dos procedimientos llamados de Mehlich. El original ($\text{BaCl}_2 + \text{TEA}$) y una modificación de éste (CH_3COOH , TEA, NH_4Cl , BaCl_2 y glicerofosfato de Na, pH 6.6). Este último no es un procedimiento rápido, aún cuando se emplea en algunos laboratorios. Requiere de mediciones de pH en la solución buffer de equilibrio con una exactitud de dos décimas. Esta es una limitante seria para la mayoría de los laboratorios de rutina que no disponen de potenciómetros digitales.

Método SMP Buffer Simple (Shoemaker et al., 1961). Este procedimiento se llama así en honor a sus creadores Shoemaker, McLean y Pratt. El nombre proviene de las iniciales de los apellidos de sus creadores. Las soluciones buffer neutralizan tanto a los ácidos como a las bases, por lo que impiden que ocurran grandes cambios de pH en el sistema y los cambios que acontecen, dentro de su intervalo de acción, son lineales, lo cual se utiliza para medir a través del cambio de pH buffer, la cantidad de acidez total representada por el cambio.

La parte operativa del método SMP consiste en tratar 5 g de una muestra con 5 ml de agua y 10 ml de una solución buffer que contiene $\text{Ca}(\text{OAc})_2$, TEA, CaCl_2 , K_2CrO_4 y p-nitrofenol, ajustada a pH 7.5, agitar a 250 RPM por 10 minutos y dejar reposar por 30 minutos antes de leer el pH. El tiempo de agitación y de reposo son críticos, aún cuando una versión posterior señala que 15 minutos de agitación y 15 de reposo dan idénticos resultados (CSTPA, 1980). La cantidad de CaCO_3 puro requerido para alcanzar un determinado pH (entre 6 y 7 para suelos minerales y 5.2 para suelos orgánicos) se obtiene de una tabla previamente confeccionada basada en la existencia de una relación generalizada entre el cambio de pH de buffer y los requerimientos de cal, determinados por el método de la incubación de grupos de suelos.

El método SMP fue diseñado, y funciona bien, en suelos con altos requerimientos de cal, mayores de 4.5 ton de CaCO_3/ha , que tienen bajo pH (<5.5), un contenido de materia orgánica menor de 10% y cantidades apreciables de Al soluble. Sin embargo, este método no es muy exacto cuando se emplea en suelos con bajos requerimientos de cal. El procedimiento detallado se encuentra descrito en "Métodos Recomendados".

Método SMP Buffer Doble (McLean et al., 1977). Los reactivos y el procedimiento descrito para el SMP buffer simple son idénticos, excepto que en este método se hace una segunda medida de pH. Una vez obtenido el pH de equilibrio del sistema suelo-buffer (pH_1) se adiciona una alícuota de HCl suficiente para disminuir el pH de la solución SMP buffer de 7.5 a 6.0 (0.206 meq de HCl). Se vuelve a agitar por 10 minutos, se deja reposar por 30 minutos y se lee el nuevo pH (pH_2) del sistema.

La acidez del suelo, y a partir de ésta, los requerimientos de cal, se calculan mediante complejas ecuaciones empíricas que no discutiremos aquí. El método SMP buffer doble tiene la ventaja sobre su homólogo buffer simple de tomar en

cuenta las propiedades tampones individuales de cada suelo. Los requerimientos de cal en el método SMP buffer simple son derivados de una relación generalizada entre los requerimientos medidos por el método de la incubación para un grupo de suelos. Este método aunque no ha sido usado extensivamente en suelos con muy baja CIC, parece dar buenos resultados en suelos con bajos requerimientos de cal.

Método de Adams y Evans (Adams y Evans, 1962). Este método fue diseñado como un procedimiento rápido para determinar los requerimientos de cal en suelos con baja CIC y pequeñas cantidades de arcilla del tipo 2:1, baja concentración de materia orgánica y donde los requerimientos de cal son bajos.

El método de Adams y Evans se basa en medidas separadas de pH del suelo en agua (1:1) y en una solución buffer (KCl, KOH, p-nitrofenol, ácido bórico). El pH del suelo se usa como una medida de saturación del suelo con ácido, mediante una relación establecida a través de una ecuación empírica:

$$\text{pH}(\text{suelo}) = 7.79 - 5.55 \text{ sat} H_1 + 2.27(\text{sat} H_1)^2$$

donde $\text{sat} H_1$ es la saturación con hidrógeno expresado como proporción de la CIC.

El pH en la solución buffer es una medida de los ácidos del suelo y estos dos parámetros se relacionan según:

$$H(\text{suelo}) = 8 (3.00 - \text{pH buffer})$$

que es válida para 10 ml de agua más 10 ml de buffer o múltiplos de estas cantidades. El parámetro $H(\text{suelo})$ se expresa en meq/100 g de suelo. Un cambio de 0.01 unidades de pH en 20 ml de solución es causado por 0.08 meq de ácido en el rango de pH 7 a 8.

El pH deseado, que no debe exceder de 6.5, se expresa en términos de la saturación de acidez deseada ($\text{sat} H_2$), el que se determina de acuerdo a la siguiente relación:

$$\text{pH deseado} = 7.79 - 5.55 (\text{sat} H_2) + 2.27 (\text{sat} H_2)^2$$

Con una serie de valores de pH buffer y pH deseado se construye una tabla de doble entrada que permite calcular la cantidad de cal requerida para el caso.

Neutralización del Aluminio Intercambiable

En suelos con alto grado de intemperismo y bajo pH, el crecimiento de las plantas se ve limitado frecuentemente por concentraciones tóxicas de Al. Se ha sugerido que la cantidad de Al que se extrae con una sal neutra no tamponada puede ser empleada como índice de los requerimientos de cal, particularmente en los oxisoles y los ultisoles (Kamprath, 1970; 1978; 1984). Los suelos donde este procedimiento funciona, generalmente poseen una CIC baja y una proporción de Al intercambiable superior a la de las bases intercambiables. Cuando se agrega cal a los suelos que reúnen las características anteriores, prácticamente el 90% de la acidez total que es neutralizada corresponde al Al intercambiable. Sin embargo, este criterio ha sido criticado por diversos autores (Adams y Pearson, 1967; McLean, 1971; Lanyon et al., 1977). Una de las críticas que se ha hecho a este método es que la toxicidad observada en ciertos suelos con pH cercano a 5, no

se debe a la toxicidad por Al sino por Mn. Por otra parte, la tolerancia de las plantas al Al no siempre es igual y pareciera depender más de la actividad de éste, que de su nivel de intercambio.

El procedimiento de determinación de los requerimientos de cal bajo este criterio está descrito en la sección de "Métodos Recomendados".

Consideraciones Sobre la Eficiencia del Material de Encalado

Una vez definida la cantidad de base que se requiere para tratar un suelo es necesario tomar en consideración una serie de factores que tratan la eficiencia con que la base aplicada interacciona con el suelo. Estos factores son, entre otros: la composición química del material; la velocidad de disolución, que es una función indirecta exponencial del tamaño de las partículas y del poder neutralizante del material; el cambio del pH del suelo con el tiempo, y los métodos de aplicación.

El problema de la incorporación de la cal al suelo, es decir la velocidad de disolución y reacción con el suelo, puede ilustrarse con un estudio realizado en Costa Rica (Morelli, 1971) en el que se observó el efecto de translocación del Ca, en función de la profundidad del suelo, a los 39 meses de aplicación de diferentes dosis de material de encalado. Se midió el pH y el Ca intercambiable a cinco profundidades del suelo. En las Figuras 4 y 5 se observan las variaciones de estos dos parámetros a las profundidades medidas, con dosis desde 1.4 ton CaO/ha hasta 11.2 ton CaO/ha. La mayor diferencia de pH se produjo entre los 20 y 40 cm de profundidad (pH 4.1 - 6.2), disminuyendo hacia los horizontes más profundos. El comportamiento del Ca presentó una tendencia similar a la del pH; a los 20-40 cm se observó una diferencia máxima de 16 meq Ca/100 g suelo.

El efecto del tamaño y de la composición de las partículas de cal se puede ilustrar con los trabajos realizados en Holanda por Loman (1982a) en los que se experimentó con diferentes materiales de encalado, en un suelo ácido, midiendo la variación del pH durante tres años, en función del tamaño de partículas del material. Se utilizaron tres fuentes de MgO: un carbonato suave, dolomita suave y dolomita dura, con tamaños desde 0.075-0.150 mm hasta 0.42-0.50 mm de las partículas. En la Figura 6 se observa la marcada diferencia de los tres materiales para modificar el pH del suelo. En todos los casos, la dolomita dura producía incrementos de pH en el suelo menores que los otros dos materiales. Al aumentar el tamaño de las partículas de los tres materiales, fue disminuyendo la respuesta de éste, en particular el más grueso (0.42-0.60 mm). Durante el primer año, no se observó incrementos de pH con los tres materiales, incluso se produjo una disminución del pH, en el caso del carbonato suave.

En un segundo reporte, Loman (1982b), presenta el porcentaje de MgO liberado durante el mismo período de 3 años para la dolomita suave y dura, en función del tamaño de las partículas del material encalante, que confirma los resultados anteriores. En el caso de la dolomita suave en 1er. año se obtuvo un 50% de liberación de MgO para el tamaño más fino, comparado con un 10% liberado para el material más grueso. La dolomita dura tuvo una respuesta de liberación semejante, pero con valores inferiores en la velocidad de liberación del MgO, en especial para los materiales más finos.

Conclusiones y Recomendaciones

1. Los criterios para decidir cuanto se debe encalar un suelo puede ser: (a) neutralizar hasta un pH seleccionado, (b) considerar el porcentaje de saturación de

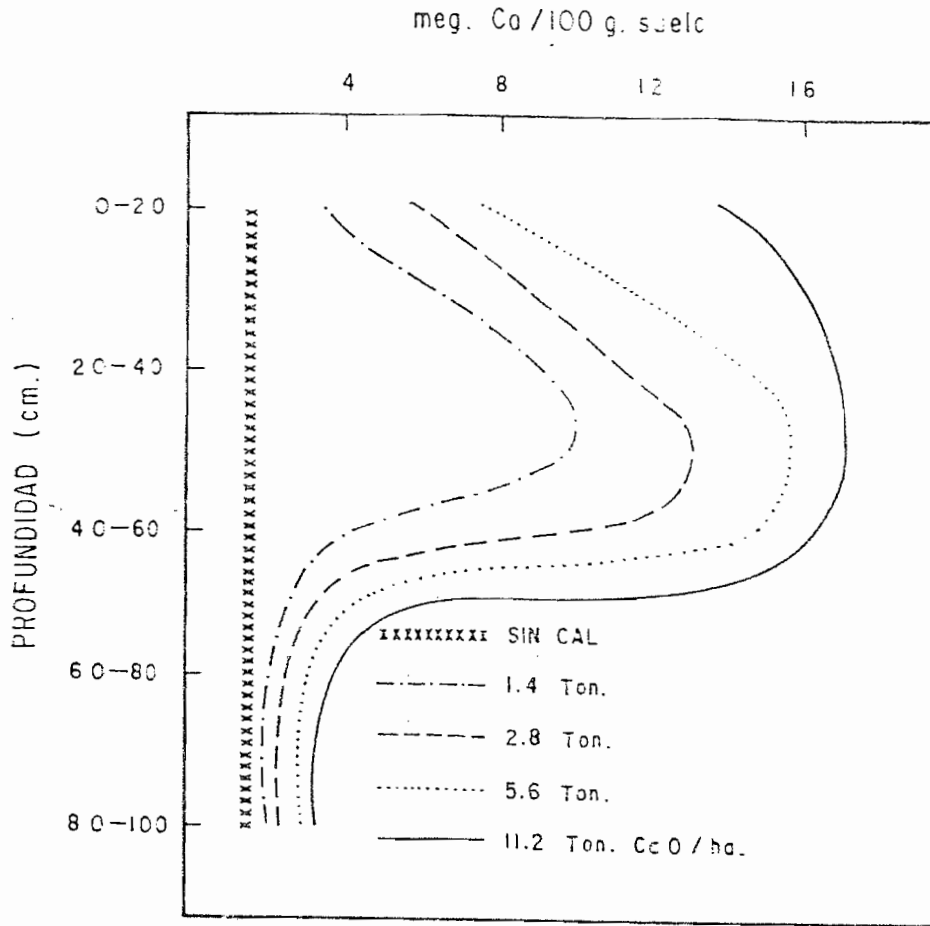


Figura 4. Cambios en el calcio intercambiable a diferentes profundidades del suelo como efecto del encalado (Morelli, 1971).

bases, o (c) inactivar el contenido de Al intercambiable. Estos han sido aplicados con éxito en diferentes tipos de suelos según se informó aquí y en la literatura citada.

2. Cuando se desea llevar al suelo a un valor de pH determinado, debe tomarse en cuenta que la selección del método de encalado apropiado para un grupo de suelos en particular, podrá obtenerse sólo después de correlacionar los datos obtenidos entre los métodos buffer y los obtenidos de trabajos de incubación, curvas de titulación a nivel experimental o con los datos de campo. Los trabajos como el de Shoemaker et al. (1961) fueron calibrados para un determinado tipo de suelos, materiales de encalado y método de aplicación y no se puede esperar que produzcan buenos resultados en condiciones diferentes. Consecuentemente, la mejor información que el laboratorio puede proporcionar cuando se desea aplicar cal en suelos sobre los cuales no se han llevado a cabo los estudios aquí mencionados, es la curva de titulación preparada según se presenta en la sección de "Métodos Recomendados".

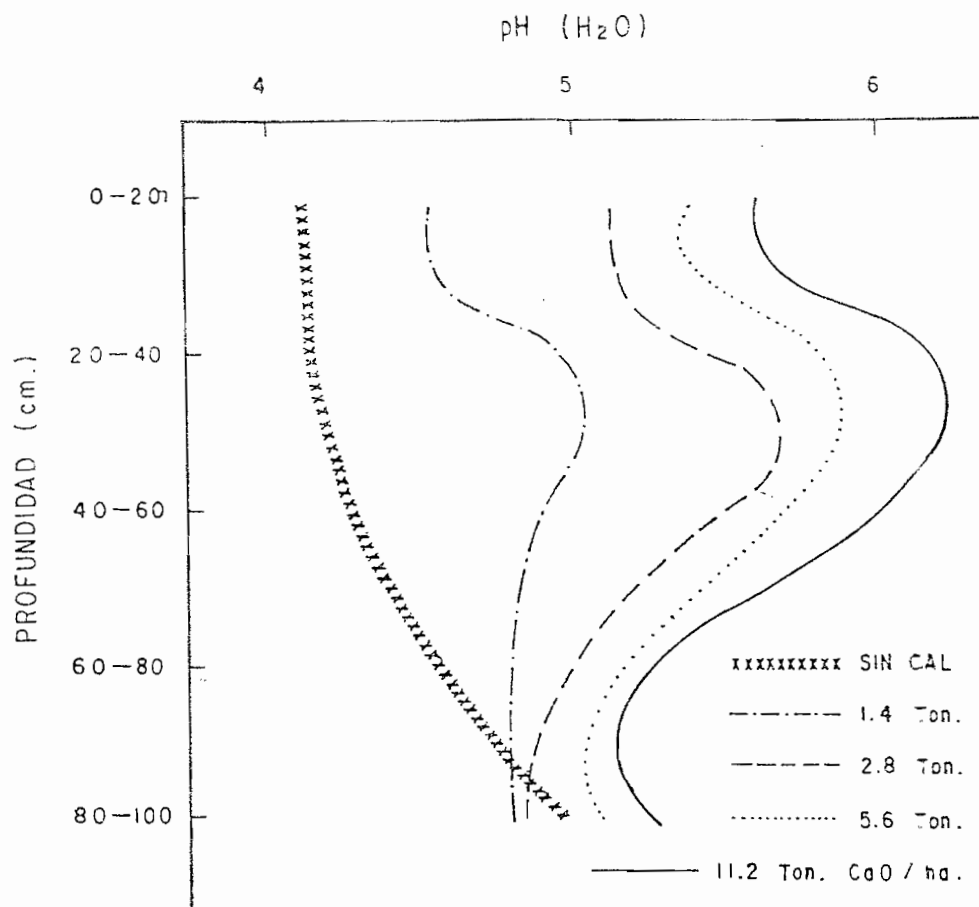


Figura 5. Efecto del encalado sobre el pH del suelo a diferentes profundidades a los 39 meses de su aplicación (Morelli, 1971).

- Los métodos con soluciones buffer son muy ventajosos ya que son rápidos y económicos pero se insiste en que se deben formular las propias tablas de los métodos buffer a través de las ecuaciones de regresión obtenidas de los datos experimentales para cada grupo de suelos.

METODOS RECOMENDADOS

Determinación de pH en Suelos con H₂O, CaCl₂ 0.01M y KCl 1M

Determinación de pH en H₂O. La determinación de pH en suelos se realiza por el método potenciométrico, utilizando un electrodo de vidrio, como electrodo indicador. La determinación puede realizarse en agua o en soluciones salinas, las cuales presentan varias ventajas desde el punto de vista analítico. Los procedimientos son esencialmente los mismos, solamente variando la solución en la que se realiza la determinación.

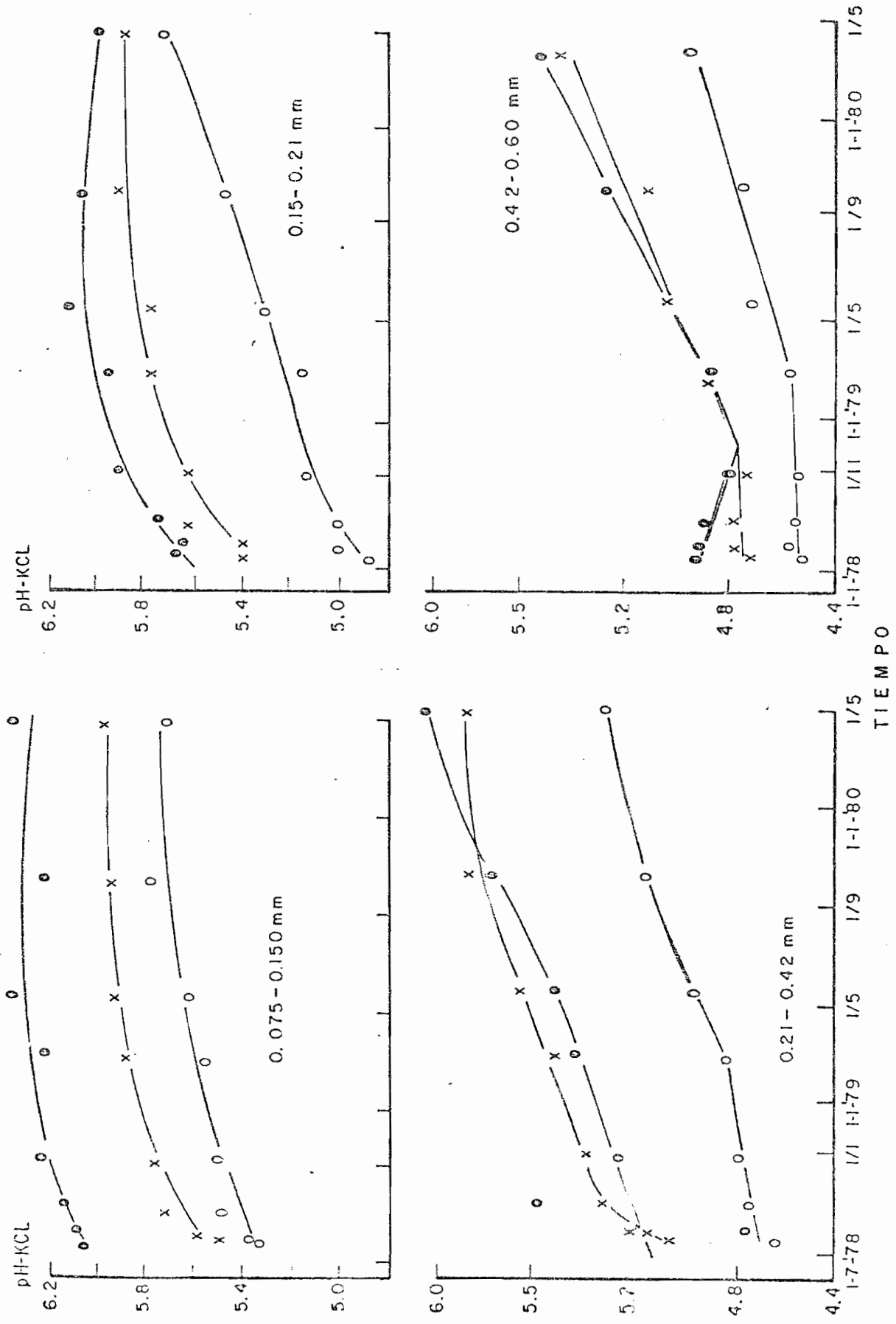


Figura 6. Efecto sobre el pH del suelo al aplicar diversas fracciones de carbonato suave (o), dolomita suave (x) y dolomita dura (o), con el tiempo. (Loman, 1982a).

Equipo y Reactivos. pH-metro con electrodo de referencia y electrodo de vidrio, pipeta automática, o pipeta de 10 ml, vasos de precipitado de 50 ml, soluciones buffer de pH 7.0 y 4.0, agua destilada.

Procedimiento. Pesar o medir 5 g de suelo seco al aire de 2 mm, en vasos de precipitado. Agregar 10 ml de agua destilada con la pipeta o bureta automática. Agitar durante 10 minutos. Colocar los electrodos para medir pH y agitar la suspensión del suelo. Leer inmediatamente el pH. Anotar como pH en H₂O (1:2).

Determinación de pH en CaCl₂ 0.01M. El mismo procedimiento para medir pH en H₂O, utilizando una solución 0.01M CaCl₂ (1.47 g CaCl₂·2H₂O por litro de solución).

Determinación de pH en KCl 1M. El mismo procedimiento para medir pH en H₂O, utilizando una solución KCl 1M (74.5 g KCl por litro de solución).

Reporte de Resultados. Informar el resultado con sólo una cifra decimal para la mayoría de las aplicaciones agrícolas. Indicar siempre el tipo de solución y la relación suelo-solución empleados.

Curva de Titulación

Características del Método. Uno de los métodos para determinar la cantidad de cal que debe agregarse al suelo con el fin de mejorar el pH del mismo, es realizar la curva de titulación del suelo, la cual generalmente tiene las características que se mencionan en los siguientes puntos: (a) Es una curva uniforme sin marcados puntos de inflexión, debido a la presencia de compuestos capaces de disociar hidrógeno, cada uno con una determinada constante de disociación, (b) la curva de titulación cambia con el tiempo. La cal puede reaccionar con diversos componentes del suelo y las velocidades de reacción pueden diferir enormemente. Existen reacciones muy rápidas como la del carbonato de calcio con un ácido o de una base con el hidrógeno adsorbido, la cual reacciona en minutos. Otras reacciones son más lentas, como la de un ácido con algunas formas de hierro y aluminio, la cual toma horas. Y por último otro grupo de reacciones mucho más lentas, tal como la reacción entre un ácido y el aluminio adsorbido e hidratado, la cual tarda días para obtener el equilibrio, (c) las curvas de titulación cambian con el contenido de cal y la muestra del suelo (efecto salino).

Reactivos

Cloruro de potasio 2M: 149 g KCl/l

Cloruro de potasio 1M: 74.5 g KCl/l

Hidróxido de potasio 0.2M: 11.20 g KOH/l

Solución KOH-KCl: mezclar exactamente volúmenes iguales de KCl 2M y KOH 0.2M.

Procedimiento. Pesar 20.0 g de suelo en un frasco de 200 ml con boca ancha y con tapa. La cantidad de base a agregar depende del tipo de suelo:

a). Suelos arcillosos ácidos (pH-KCl menor de 5) adicionar 0, 0.4, 1.2, 2.8, 4.0, 6.0, 8.0 y 10.0 ml de solución KOH-KCl, a los respectivos vasos y aforar a 50 ml con KCl 1N. Cerrar y agitar toda la noche. Medir el pH en el sobrenadante después de la sedimentación.

b). Suelos arenosos (pH-KCl menor de 5) y suelos arcillosos (con pH-KCl de aproxi-

madamente 5). Adicionar 0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.2, 1.6, 2.0 y 2.4 ml de la solución KOH-KCl a sus respectivos vasos y llevar a 50 ml con KCl 1M. Cerrar y agitar toda la noche. Medir el pH en el sobrenadante después de sedimentar el suelo.

Reporte de resultados. Obtener la curva de titulación graficando pH contra mili-equivalentes de base adicionados (Figura 3). Calcular la necesidad de cal según sea el valor de pH deseado en el suelo, la profundidad de mezclado de la cal con el suelo, la densidad del suelo y la pureza de la cal.

Método SMP (Shoemaker, McLean y Pratt, 1961)

La solución buffer que emplea el SMP (Shoemaker, McLean y Pratt, 1961) está compuesta por trietanolamina, p-nitrofenol, cromato de potasio, acetato de calcio y cloruro de calcio, ajustada a un pH de 7.5. Esta solución presenta una curva de titulación que en el rango de 7.5 - 4.5 en pH, es lineal. Por lo cual, cuando se adiciona a una muestra de suelo, reacciona con el hidrógeno y aluminio, disminuyendo su pH original, mientras que el pH del suelo se incrementa.

Esta solución es mucho más débil que la de Woodruff, por lo que reacciona en menor intensidad con la acidez del suelo, lo que ocasiona cambios de pH más rápidos y resultados más exactos.

Se ha observado que a valores menores de 4.5 ton CaCO_3 /ha existe una variación amplia cuando se compara el SMP contra la curva de titulación. También, altos niveles de molibdeno y aluminio extractable afectan al método, notándose que subestima las necesidades de cal.

Reactivos (en un litro de solución)

P-nitrofenol 1.8 g
 Trietanolamina 2.5 ml
 Cromato de potasio 3.0 g
 Acetato de calcio 2.0 g
 Cloruro de calcio 53.1 g
 Ajustar a pH 7.50 con NaOH.

Procedimiento. Pesar 5 g de suelo en un envase de boca ancha y con tapón, adicionar 5 ml de agua destilada, agitar un minuto, dejar reposar 10 minutos y leer el pH. Si el valor del pH es 6.6 o superior, se recomienda no encalar. Si el pH es más bajo, se adicionan 10 ml de la solución amortiguadora, agitar continuamente durante 10 minutos o intermitentemente durante 20 minutos. Dejar reposar 15 minutos y nuevamente tomar el valor de pH en la solución.

Cálculos. Para obtener las necesidades de cal, se hace uso de una tabla obtenida a partir de una calibración entre necesidad de cal por incubación con CaCO_3 contra SMP (Cuadro 8).

Aluminio Intercambiable (Barnhisel y Bertsch, 1982)

Reactivo. Cloruro de potasio (KCl), 1N.

Procedimiento. Pesar 5 g de suelo en un tubo de centrífuga de polietileno de 100 ml o en algún otro recipiente adecuado. Adicionar 50 ml de KCl 1N, cerrar y agitar durante 30 minutos. Si se usan tubos de centrífuga, centrifugar 10 minutos a 2500 rpm y entonces filtrar la solución sobrenadante con papel Whatman

Cuadro 8. Requerimiento de cal por el método SMP

pH suelo-buffer	pH indicado			Suelos orgánicos
	Suelos minerales			
	7.0	6.5	6.0	5.2
	----- ton/ha -----			
7.0	0.0	0.0	0.0	0.0
6.9	0.3	0.3	0.2	0.2
6.8	1.2	1.0	0.8	0.6
6.7	2.1	1.8	1.4	1.1
6.6	2.8	2.4	1.9	1.5
6.5	3.7	3.1	2.6	2.0
6.4	4.6	3.9	3.2	2.4
6.3	5.5	4.6	3.8	2.9
6.2	6.3	5.3	4.3	3.4
6.1	7.0	6.0	4.9	3.8
6.0	8.0	6.7	5.5	4.2
5.9	8.9	7.5	6.1	4.8
5.8	9.7	8.1	6.6	5.2
5.7	10.6	8.9	7.2	5.6
5.6	11.4	9.6	7.8	6.1
5.5	12.3	10.4	8.5	6.6
5.4	13.2	11.1	9.1	7.0
5.3	14.0	11.7	9.6	7.4
5.2	14.9	12.5	10.2	7.8
5.1	15.8	13.2	10.8	8.4
5.0	16.7	14.0	11.4	8.8
4.9	17.6	14.7	12.0	9.2
4.8	18.4	15.5	12.6	9.6

No. 42 para remover las partículas de suelo y materia orgánica flotantes. Una alternativa es filtrar el extracto sobrenadante de KCl del suelo usando papel Whatman No. 42 y un embudo Büchner con succión. El filtrado se somete a la determinación de Al por colorimetría con el reactivo aluminon o por alguna otra técnica disponible como por ejemplo absorción atómica con flama de N_2O .

Comentarios. Si se sospecha que el suelo presenta una alta concentración de Al intercambiable, es a menudo deseable usar menos muestra en el paso inicial de extracción. Así mismo, para suelos con bajas concentraciones de Al intercambiable se pueden usar muestras más grandes. Es, sin embargo, muy importante mantener una proporción suelo-solución consistente (por ejemplo 1:10). Esto ayuda a evitar errores y diluciones necesarias para que la concentración de Al esté dentro del rango de detección del método analítico que se esté empleando para determinar el Al (Barnhisel y Bertsch, 1982).

En vista de los muchos problemas involucrados en la determinación de Al intercambiable es frecuente encontrar que los diferentes investigadores emplean diversas relaciones suelo-solución, períodos de agitación y aún diferentes concentra-

ciones de las soluciones salinas. En la mayoría de los casos estos parámetros dependerán del propósito específico o de la naturaleza del estudio que se desee conducir.

La necesidad de cal se estima en base a la cantidad de aluminio intercambiable multiplicando por 1 para plantas tolerantes al Al, por 1.5 para plantas medianamente tolerantes al Al y por 2.0 para plantas poco tolerantes al Al (Barnhisel y Bertsch, 1982).

LITERATURA CITADA

- Adams, F. 1984. Soil Acidity and Liming. Second Ed. American Society of Agronomy. Madison, Wisconsin, USA.
- Adams, F. y C.E. Evans. 1962. A rapid method for measuring lime requirement of Red Yellow Podzolic Soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 26: 355-357.
- Adams, F. y R.W. Pearson. 1967. Crop response to lime in the Southern United States and Puerto Rico. En: Pearson and Adams (Eds.) Soil Acidity and Liming. Agronomy 12. ASA, USA.
- Barnhisel, R. y P.M. Bertsch. 1982. Aluminium. En: Page et al. (Eds). Methods of Soil Analysis, Part 2. Agronomy 9. Second Edition. ASA-SSSA.
- Bell, L.C. y G.P. Gillman. 1978. Surface charge characteristics and soil solution composition of highly weathered soils. En: Andrew and Kamprath (Eds). Mineral Nutrition of Legumes in Tropical and Subtropical Soils. CSIRO. Australia.
- Bradfield, R. 1942. Calcium in the soil: I. Physico-chemical relation. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 6: 8-15.
- Castillo, y S. Lavín. 1977. Modificación y evaluación de la determinación del pH en métodos para mejorar el punto precisión. Memorias del 8o. Congreso Nacional de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. 1: 103-118.
- Coleman, N.T. y G.W. Thomas. 1967. The basic chemistry of soil acidity. En: Pearson and Adams (Eds). Soil Acidity and Liming. Agronomy 12. ASA, USA.
- Council on Soil Testing and Plant Analysis. 1974. Reference Methods for Soil Testing. University of Georgia, Ga.
- Council on Soil Testing and Plant Analysis. 1980. Reference Methods for Soil Testing. Revised edition. University of Georgia, Ga.
- Davies, B.E. 1971. A statistical comparison of pH values of some English Soils after measurement in both water and 0.01 calcium chloride. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 35: 551-552.
- Dirección General de Agrología. 1973. Unidades de Suelos de la República Mexicana, de acuerdo al sistema FAO-UNESCO. Tercer Intento. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.

- Etchevers, J.D. 1984. Los procedimientos químicos de determinación de las necesidades de cal y los factores que lo afectan. Notas mimeografiadas. CEDAF. Colegio de Postgraduados, Chapingo, Méx.
- Etchevers, J.D. 1985. Comunicación personal.
- Fassbender, H.W. 1972. Chemisches Verhalten der Hauptnährstoffe in Boden der Tropen, insbesondere in Lateinamerika. Göttinger Bodenkundliche Berichte 23: 1:182.
- Fassbender, H.W. y R. Molina. 1969. Influencia de enmiendas calcáreas y silicatas sobre el efecto de fertilizantes fosfatados en suelos derivados de cenizas volcánicas en Costa Rica. En: Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina, Turrialba, Costa Rica. Turrialba, Costa Rica, IICA, pp. C.2.1-C.2.12.
- Fassbender, H.W. 1975. Química de Suelos con énfasis en suelos de América Latina. IICA, OEA, Turrialba, Costa Rica.
- Fassbender, H.W. y E. Piñeres. 1971. Effect of liming on the exchangeable cation composition and availability of six Costa Rican Soils. Z. Pflanzenernährung und Bodenkunde (Alemania). 130(2): 124-135.
- Foy, C.D. 1974. Effects of aluminium on plant growth. En: Carson, E.W. The Plant Root and its Environment. University Press of Virginia, Charlottesville, USA.
- González, D. 1985. Comunicación personal. Campo auxiliar CIAB, INIFAP, Zapopan, Jal.
- Hesse, R.R. 1971. A textbook of soil chemical analysis. Chemical publishing Co. Inc. New York, N.Y. pp. 19-44.
- Ignatieff, V. y H.J. Page. 1959. El uso eficaz de los fertilizantes, 2 ed. FAO. Estudios Agropecuarios No. 43, 379 p.
- IMPA-CONAINAZ. 1975. Veinticinco años de investigación cañera en México. Comisión Nacional de la Industria Azucarera en México.
- Kamprath, E.J. 1970. Exchangeable aluminium as a criterion for liming leached mineral soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 27: 277-280.
- Kamprath, E.J. 1978. Lime in relation to Al toxicity in tropical soils. En: Andrew y Kamprath (Eds). Mineral Nutrition of Legumes in Tropical and Subtropical Soils.
- Kamprath, E.J. 1984. Crop response to lime on soils in the tropics. En: Adams (ed.) Soil Acidity and Liming. Agronomy 12. ASA-CSSA-SSSA, Madison, Wisconsin, USA.
- Koenigs, F.F.R., P.A. Leffelaar, T. Breimer, y F.A. Vollenbroek. 1980. The cation and anion exchange characteristics of soils with a large sesquioxide surface area. Z. Pflanzenernährung und Bodenkunde (Alemania) 143: 87-100.

- Lanyon, L.E., B. Naghshineh-Pour y E.O. McLean. 1977. Effects of pH level on yields and compositions of pearl millet and alfalfa in soils with differing degrees of weathering. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 389-394.
- Loman, H. 1982a. Eficiencia de material de encalados duros y blandos. *Bedrijfsontwikkeling* 13: 572-574 (Publicaciones del Instituto de Fertilidad de Suelos, Haren, Gr., Holanda).
- Loman, H. 1982b. Acción de varios materiales de encalado sobre el pH y el contenido de Mg del suelo. *Fries Landbouwbld* 79. No. 31. p. 1311. Holland. (Publicaciones del Instituto de Fertilidad de Suelos, Haren, Gr., Holanda).
- McLean, E.O. 1971. Potentially beneficial effects from liming: Chemical and physical. *Soil Crop Sci. Soc. Fla. Proc.* 31: 189-196.
- McLean, E.O. 1973. Testing soils for pH and lime requirement pp. 78-95. En: Walsh, L.M. y J.D. Beaton (Eds). *Soil Testing and Plant Analysis*, Rev. ed. SSSA, Madison, Wisconsin.
- McLean, E.O. 1984. Soil pH and lime requirement. En: Page, A.L. (ed.). *Methods of Soil Analysis. Part 2.* Amer. Soc. of Agron., Madison, Wisconsin, pp. 199-224.
- McLean, E.O., J.F. Trierweiler y D.J. Eckert. 1977. Improved SMP buffer methods for determining lime requirements of acid soils. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.* 8: 667-675.
- Mehlich, A. 1939. Use of triethanolamine acetate-barium hydroxide buffer for the determination of some exchange properties and lime requirement of soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 3: 162-166.
- Mehlich, A. 1976. New buffer pH method for rapid estimation of exchangeable acidity and lime requirements of soils. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.* 7: 637-652.
- Miramontes, B. y E. Ortega T. 1972. Efecto de carbonato y silicato de calcio sobre el rendimiento de sorgo y algunas propiedades químicas de tres suelos de México. *Agrociencia* C(7): 81-93.
- Morelli, M. 1971. Influencia de calagem no complexo de troca e movimento do cálcio e magnesio em um andosol de Costa Rica. Tese Mag. Sc. IICA. Turrialba, Costa Rica.
- Núñez, R.E. 1985. Efectos de la acidez del suelo sobre la producción de cultivos y su corrección mediante el encalado. Serie cuadernos Edafología 2, Centro Edafología, Colegio Postgraduados, Chapingo, Méx. p. 25.
- Parra, M.A. 1969. El encalado de cinco cultivos en suelos de cenizas volcánicas. *CENICAFE* 20(3): 91-109.
- Pastrana, A.L. 1981. El uso de la cal dolomítica en suelos ácidos de Huimanguillo, Tabasco. *Memorias XII Congreso Nacional Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo (Resúmenes)*.
- Pearson, R.W. 1975. Soil acidity and liming in the humid tropics. *Cornell Interna-*

- tional Agriculture Bulletin 30. New York State College of Agriculture and Life Science. Cornell University, Ithaca.
- Peech, M. 1965. Hydrogen ion activity. En: Black C.A. (ed). Methods of Soil Analysis. Part 2. Amer. Soc. Agron. Madison, Wisconsin. pp. 914-926.
- Peech, M., L.T. Alexander y G.H. Bolt. 1953. The significance of potentiometric measurements involving liquid junction in clay and soil suspensions. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 17: 214-218.
- Peña, V.B., F.A. Turrent y J.R. Laird. 1971. Efectos e interacciones de los factores nitrógeno, P 0, gallinaza, carbonato y silicato de calcio en suelos de la Sierra Tarasca, Mich. Memorias del V Congreso Nacional de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo (Resúmenes).
- Sánchez, D.M. 1959. Respuesta del maíz a fertilizantes y encalado en la Sierra de Michoacán. Agricultura Técnica en México. 1: 13-14.
- Schofield, R.K. y A.W. Taylor. 1955. The measurement of soil pH. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 19: 164-167.
- Shoemaker, H.E., E.O. McLean y P.F. Pratt. 1961. Buffer methods for determining lime requirements of soils with appreciable amounts of extractable aluminum. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 25: 274-277.
- Tapia, R. 1985. Características de la acidez y determinación de requerimiento de cal en 12 suelos ácidos de la Sabana de Huimanguillo, Tab. Tesis Depto. de Suelos UACH, Chapingo, Méx.
- Thomas, G.W. y W.L. Hargrove. 1984. The chemistry of soil acidity. En: Adams, F. (Ed.). Soil Acidity and Liming. Second Ed. American Society of Agronomy. Madison, Wisconsin, USA.
- Turrent, F.A. 1963. Estudio de las formas de eliminar el retraso del crecimiento de lechuga cuando se trasplantan en el invernadero sobre suelos de la Sierra Tarasca, Mich. Memorias del I Congreso Nacional de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. 128-133.
- Uehara, G. 1978. Mineralogy of the predominant soils in tropical and subtropical regions. En: Andrew y Kamprath (Eds). Mineral Nutrition of Legumes in Tropical and Subtropical Soils. CSIRO. Australia.
- Villegas, S.M. y G. Tavera. 1965. El poder amortiguador de los suelos. Memorias del II Congreso Nacional de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. 322-332.
- Villegas, S.M. y A.L. Pastrana. 1981. Efecto del encalado sobre algunas propiedades químicas y aprovechamiento del fósforo. Memorias del XII Congreso Nacional de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo (Resumen).
- Woodruff, C.M. 1948. Testing soil for lime requirement by means of a buffered solution and the glass electrode. Soil Sci. 66: 53-60.
- Woodruff, C.M. 1967. Crop response to lime in the midwestern. United States. En: Pearson R.W. y F. Adams (Eds). Soil acidity and liming. pp.

207-231.

Yuan, T.L. 1974. A double buffer method for the determination of lime requirement of acid soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 38: 437-440.