

QUÍMICA DE SUELOS

con énfasis en suelos de América Latina



Hans W. Fassbender

Elemer Bornemisza

QUÍMICA DE SUELOS

con énfasis en suelos de América Latina

RESERVA
NO SACAR

SERVICIO EDITORIAL IICA

ZIA
LM 1-87
7994
DEC 03 95

QUÍMICA DE SUELOS

con énfasis en suelos de América Latina

Hans W. Fassbender

Elemer Bornemisza

INSTITUTO INTERAMERICANO DE COOPERACION PARA LA AGRICULTURA
SAN JOSE, COSTA RICA
1994

- © Hans W. Fassbender, 1975
Hans W. Fassbender; Elemer Bornemisza, 1987
© para esta 2a. edición revisada y aumentada, IICA, 1987

1a. reimpr.: junio, 1994

Derechos reservados. Prohibida la reproducción total o parcial de este documento sin autorización escrita del IICA.

Las ideas y planteamientos contenidos en los artículos firmados son propios de los autores y no representan necesariamente el criterio del IICA.

A partir de octubre de 1993, el Centro Interamericano de Documentación e Información Agrícola (CIDIA) y la Dirección para la Coordinación de Asuntos Institucionales (DICA) se fusionaron en una nueva unidad del IICA, la Dirección de Información, Comunicación, Capacitación y Asuntos Institucionales (DICCAI).

La DICCAI, a través de su Servicio Editorial e Imprenta, es responsable por la revisión estilística, montaje, fotomecánica e impresión de esta publicación.

Fassbender, Hans W.

Química de suelos con énfasis en suelos de América Latina / Hans W. Fassbender y Elemer Bornemisza. 2a. ed. rev. — San José, C.R. : IICA, 1994.

xiv, 420 p. — (Colección de Libros y Materiales Educativos / IICA ; no. 81)

ISBN 92-9039-124 3

1. Química de suelos. 2. Suelos — América Latina. I. IICA. II. Bornemisza, Elemer. III. Título. IV. Serie.

AGRIS
P33

DEWEY
631.41

Colección Libros y Materiales Educativos No. 81

Este libro fue publicado por el Servicio Editorial del Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA). La Colección Libros y Materiales Educativos tiene como fin contribuir al desarrollo agrícola del continente americano.

San José, Costa Rica, 1994

CONTENIDO

<i>Dedicatoria</i>	ix
<i>Agradecimiento</i>	x
<i>Prefacio a la Primera Edición</i>	xi
<i>Prefacio a la Segunda Edición</i>	xiii

Capítulo 1. Componentes inorgánicos del suelo	7
Composición química de la roca madre	7
Composición química de los suelos	11
Minerales primarios del suelo	12
Distribución de minerales primarios en la roca madre	17
Meteorización de minerales primarios	18
Minerales secundarios del suelo	21
Oxidos y óxidos hidratados en suelos	34
Resumen	39
Bibliografía	40
Capítulo 2. Componentes orgánicos y organominerales de la fase sólida del suelo	45
Definición, conceptos, clasificación e importancia	45
Procesos de mineralización y humificación	53
Contenido y formas de la materia orgánica en suelos tropicales y en América Latina	73
Componentes organominerales del suelo	85
Ciclo de la materia orgánica en ecosistemas	87
Materia orgánica en sistemas de producción	99
Resumen	112
Bibliografía	114



Capítulo 3. Fases líquida y gaseosa del suelo	121
La solución del suelo	121
Equilibrios líquido-gas en suelos	123
Equilibrios entre la solución del suelo y la fase sólida	124
Fase gaseosa del suelo	124
Composición química	124
Condiciones de oxidación y reducción	126
Suelos inundados	130
Resumen	132
Bibliografía	133
Capítulo 4. Fenómenos de adsorción y cambios en suelos	135
Cambio de cationes	136
Intercambio catiónico en suelos de América Latina	148
Capacidad de carga cero en suelos	151
Intercambio y retención de aniones	152
Resumen	155
Bibliografía	156
Capítulo 5. Reacción del suelo	161
Naturaleza química de la reacción del suelo	161
Medición de la reacción del suelo	167
Influencias de la reacción sobre las características del suelo	171
Encalado de los suelos	175
Resumen	183
Bibliografía	184
Capítulo 6. Suelos salinos y sódicos	187
Suelos salinos	187
Suelos sódicos	191
Suelos salinos y sódicos	192
Recuperación de suelos afectados por sodio y salinidad	192
Resumen	197
Bibliografía	198

Capítulo 7. Nitrógeno	199
Ciclo geoquímico del nitrógeno	199
Contenido y formas del nitrógeno en los suelos	200
Ciclo del nitrógeno en el suelo	207
Ciclo del nitrógeno en ecosistemas tropicales de América Latina	228
Nitrógeno en sistemas de producción	233
Transformación de los fertilizantes nitrogenados y sus reacciones en el suelo	241
Resumen	245
Bibliografía	247
Capítulo 8. Fósforo	255
Ciclo geoquímico del fósforo	255
Contenido y formas del fósforo en suelos tropicales	258
Ciclo del fósforo en el suelo	272
Ciclo del fósforo en ecosistemas tropicales de América Latina	279
Eficiencia y manejo de los fertilizantes fosfatados	283
Resumen	304
Bibliografía	306
Capítulo 9. Azufre	313
Contenido y formas en suelos tropicales	313
Procesos dinámicos de transformación del azufre	317
Resumen	322
Bibliografía	323
Capítulo 10. Potasio	327
Ciclo geoquímico del potasio	327
Contenido y formas del potasio en suelos tropicales	328
Otros procesos dinámicos del potasio en el suelo	341
Ciclo del potasio en ecosistemas tropicales de América Latina.	346
Potasio en sistemas de producción	349
Transformaciones de los fertilizantes potásicos y sus reacciones en el suelo	354
Resumen	361
Bibliografía	363

Capítulo 11. Calcio y Magnesio	369
Ciclo geoquímico del calcio y del magnesio	369
Calcio en los suelos	370
Magnesio en los suelos	373
Resumen	377
Bibliografía	378
Capítulo 12. Elementos menores u oligoelementos	381
Características generales	381
Oligoelementos aniónicos	382
Oligoelementos catiónicos	387
Oligoelementos de importancia en la alimentación animal	397
Contaminación de suelos con elementos menores	399
Resumen	403
Bibliografía	404

*A nuestras esposas,
Traudel de Fassbender
y Gudrun de Bornemisza,
y a nuestros hijos.*

AGRADECIMIENTO A LOS COLABORADORES DE LA SEGUNDA EDICION

Los autores agradecen a los numerosos colegas que, al usar la primera edición de Química de Suelos, encontraron e indicaron aspectos que merecían cambios, la mayoría de los cuales quedó incorporada en este volumen.

Se agradece especialmente a la Sra. Helga Stapff por la mecanografía y por sus consejos para la elaboración del borrador de esta Segunda Edición.

Se agradece también al Lic. Julio Escoto, M. A., ex editor del IICA, por el apoyo prestado durante la preparación del manuscrito.

PREFACIO DE LA PRIMERA EDICION

La química del suelo se define como "la parte de la ciencia del suelo concerniente a la constitución química, a las propiedades y a las reacciones químicas de los suelos ()". De acuerdo con esta teoría se presenta esta obra en tres grandes partes:*

- I. *Composición;*
- II. *Propiedades; y*
- III. *Química de los elementos nutritivos.*

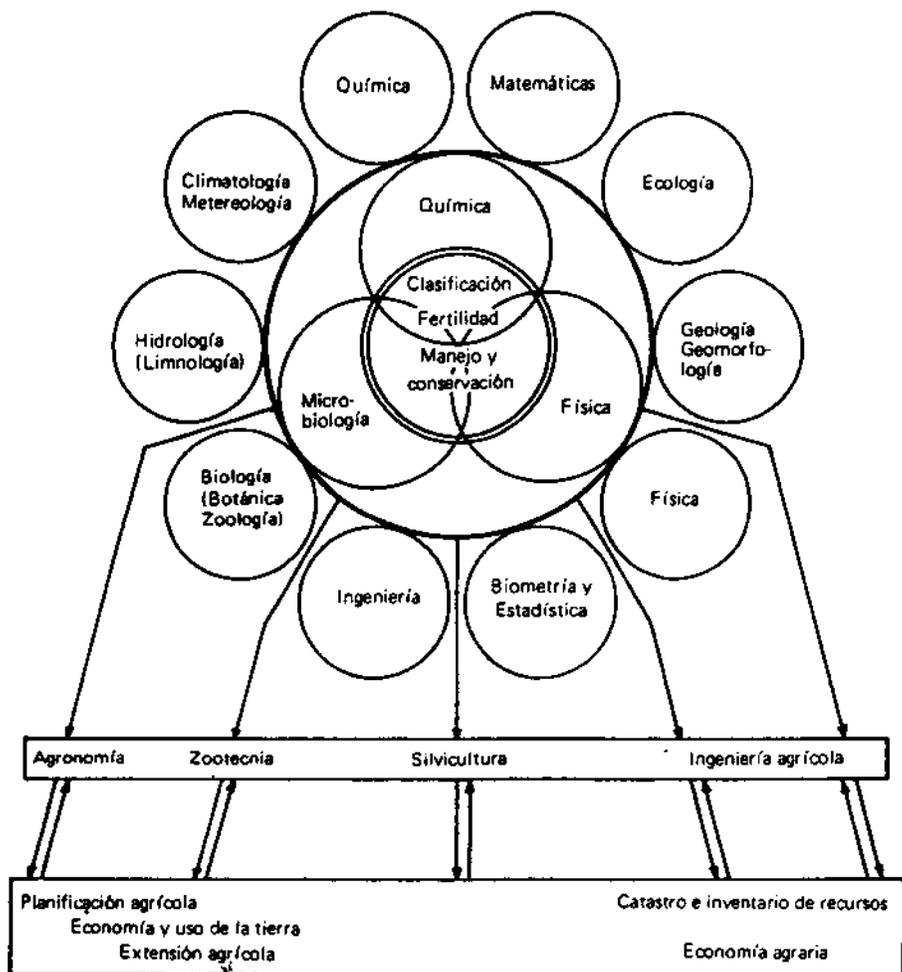
El libro está basado en las clases sobre química de suelos, a nivel graduado, dictadas en el Centro Tropical de Enseñanza e Investigación del Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA, en Turrialba, Costa Rica. Tiene como propósito servir de guía en la materia en cursos sobre la especialidad; está dirigido principalmente a los estudiantes en la semiespecialización y en la propia especialización en suelos y puede adaptarse a los programas de enseñanza en las universidades latinoamericanas.

Sirve también de obra de referencia para aquellas personas que trabajan o están interesadas en los problemas de la química de suelos en las áreas tropicales de América Latina, ya que los datos, ejemplos y referencias de la literatura que se presentan de estos suelos, son el producto de una revisión exhaustiva de la bibliografía que existe sobre la especialidad.

La química de suelos puede considerarse como una parte elemental de las ciencias del suelo. Con base en la información sobre la composición, las propiedades y las reacciones químicas que ocurren en los suelos, se pueden aclarar problemas relacionados con la fertilidad y la nutrición vegetal; los resultados de los análisis químicos permiten formular las recomendaciones de fertilización adecuadas, clasificar los suelos en sus diferentes grupos y servir de base para la planificación del desarrollo agrícola, ganadero y forestal.

De acuerdo con el esquema que se incluye, la física, la química y la microbiología del suelo constituyen los pilares básicos de las ciencias del suelo; la fertilidad, la clasificación, la conservación y el manejo del suelo, son corolarios prácticos en esa estructura. Existen campos comunes entre la microbiología y la física con la química del suelo; también es a veces difícil delimitar los campos de sobreposición con la fertilidad. Las ciencias del suelo están igualmente relacionadas con muchas ciencias naturales y utilizan sus conocimientos para consolidar y demostrar sus hipótesis y principios. De la presentación anexa cabe hacer hincapié en la importancia de la química y de las ciencias del suelo, dentro de los aspectos socioeconómicos del sector agropecuario y de sus alcances para el bienestar del ser humano.

* *Glossary of Soil Science Terms. Soil Science Society of America Proceedings 29:330-351. 1965.*



Relaciones de la química de suelos con las ciencias naturales, agrícolas y del suelo.

Del rápido desarrollo de nuevos conceptos en las ciencias del suelo, resulta, en un sinnúmero de casos, la falta de escasez de ejemplos específicos en muchos suelos sobre las nuevas teorías e hipótesis formuladas. Los datos sobre la caracterización de los factores de intensidad y capacidad catiónica y aniónica disponibles, se limitan a pocas experiencias en suelos de América Central y del Brasil.

Esto parece ser una limitación de la obra, pero, al mismo tiempo, quizás sirva de iniciativa para probar los "modelos" establecidos y para desarrollar nuevos conceptos que permitan superiores conocimientos, materiales de enseñanza y que constituyan herramientas en el agro latinoamericano.

Hans W. Fassbender
 Gotinga, Alemania
 Noviembre, 1971.

PREFACIO DE LA SEGUNDA EDICION

La primera edición de este libro ha sido bien aceptada por la comunidad de los científicos de suelos y las numerosas reimpresiones confirman que una obra de este tipo hacía falta. Esto, y el progreso considerable de la ciencia del suelo, en general, y en Latinoamérica, en particular, hizo necesario revisar en forma completa la primera edición. El apoyo del IICA hizo posible la tarea, de la cual se encargaron los autores de la segunda edición. Para preparar el manuscrito se examinó la bibliografía reciente, lo que resultó en un cambio importante y una ampliación de la misma para todos los capítulos.

Se puede mencionar, asimismo, que la segunda edición no incluye información sobre análisis de minerales de arcilla, debido a que ésta se encuentra, en forma completa, en el excelente volumen preparado por el Dr. R. Besoain y publicado en esta misma serie del IICA. Han sido combinados también los capítulos segundo y tercero, considerando la estrecha relación entre los materiales estudiados en ambos.

En esta edición se presenta un nuevo capítulo, dedicado a los suelos salinos y sódicos, ya que su importancia está creciendo y recibiendo una mayor atención. Desaparecen en cambio los capítulos siete y ocho de la primera edición, pues el material que existe en estos campos es todavía escaso, prestándose para ser incorporado en otros capítulos más amplios.

Otras innovaciones en la segunda edición constituyen una consideración mayor de los aspectos químicos del ciclo ecológico de los elementos, tanto en sistemas agrícolas como en sistemas forestales, aprovechando recientes investigaciones del primer autor en este campo. Se introduce también, conceptos sobre la contaminación ambiental; problema que está alcanzando importancia apreciable, especialmente en las regiones urbanas que albergan proporciones crecientes de la población.

Se ha tratado de incorporar en la segunda edición varias recomendaciones recibidas de colegas, quienes al usar la primera edición detectaron errores involuntarios en la misma, o formas en que algunos aspectos pudieron haber sido presentados más claramente. Se agradece a todos las recomendaciones.

Similarmente, y como en la primera edición, se trató de que el volumen fuera entendible con un mínimo de conocimientos de edafología y que a la vez sea útil, a los profesionales en este campo, como libro de consulta.

Los autores.

Gotinga, República Federal de Alemania y
San José, Costa Rica.
Marzo de 1986.

CAPITULO 1

COMPONENTES INORGANICOS DEL SUELO

La fase sólida de la mayoría de los suelos está constituida principalmente por sustancias inorgánicas de diferente composición química. Algunas de ellas son mezclas de compuestos a las que se denominan rocas, cuya meteorización conduce a los minerales primarios y secundarios formadores del suelo.

Se acostumbra definir como suelo a la capa superficial no consolidada de la superficie terrestre, la que está formada predominantemente por compuestos inorgánicos —hasta más del 99%—, con un porcentaje variable de sustancias orgánicas. Existen suelos orgánicos, los que corrientemente tienen una proporción apreciable de componentes inorgánicos; se trata, en todo caso, de suelos que son mucho menos comunes que los primeros.

COMPOSICION QUIMICA DE LA ROCA MADRE

Las rocas parentales, de donde se originan los suelos, se clasifican en tres grandes grupos: ígneas, sedimentarias y metamórficas.

El Cuadro 1.1 indica, con base en datos de Ronov y Yaroshevsky (54), la contribución de las principales rocas a la superficie terrestre.

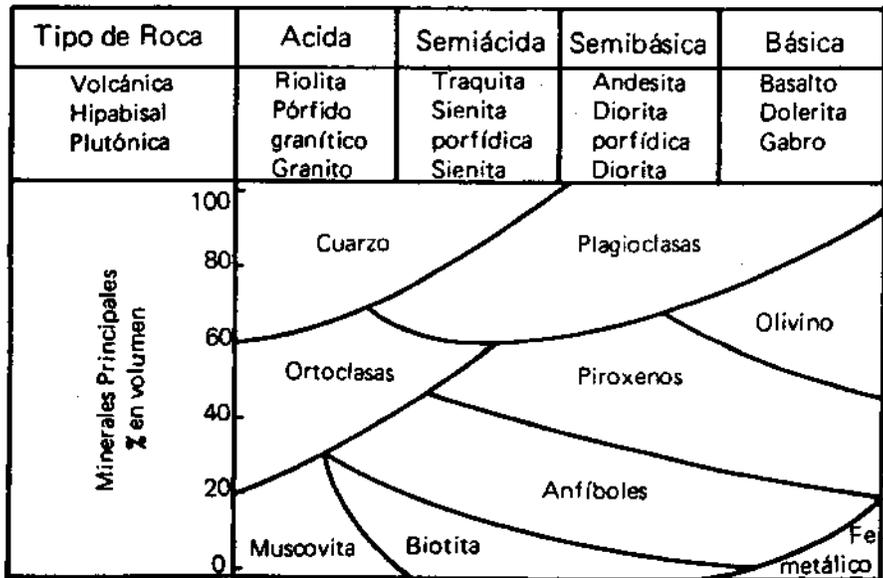
La mayor parte de la superficie terrestre está formada por rocas ígneas que resultan del enfriamiento y solidificación de las masas fundidas de lava o magma. Si el enfriamiento ocurre en forma lenta y dentro de la corteza terrestre, se originan las rocas llamadas plutónicas o intrusivas; en estas condiciones la cristalización es despaciosa y se forman cristales grandes, lo que da por resultado una textura gruesa granular. En el caso de que las rocas se solidifiquen sobre la corteza terrestre, el enfriamiento es rápido y resultan cristales muy pequeños; estas rocas se denominan extrusivas, efusivas o volcánicas. Las rocas hipabisales ocupan una posición intermedia entre las anteriores, ya que por formarse a una velocidad mediana presentan cristales grandes y pequeños.

Las rocas ígneas también se pueden clasificar de acuerdo con su contenido de sílice; así se tiene: rocas ácidas ($\text{SiO}_2 > 66\%$), semiácidas o subácidas (SiO_2 entre 66 y 62%), semibásicas o subbásicas (SiO_2 entre 62 y 52%), y básicas (SiO_2 entre 52 y 45%). A veces se pueden distinguir rocas ultrabásicas ($\text{SiO}_2 < 45\%$). En la Figura 1.1 se presentan los minerales principales que contribuyen a estas rocas.

Aunque este enfoque —el de considerar el contenido de SiO₂, como la acidez de los materiales— no está estrictamente de acuerdo con los

Cuadro 1.1. Contribución promedio de las principales rocas a la capa terrestre (54).

Rocas	Porcentaje por volumen
Granitos	10.4
Grandioritas, Dioritas y Sienitas	11.6
Basaltos, Gabros y Magmatitas básicas	42.5
Arenas y Areniscas	1.7
Arcillas y Pizarras arcillosas	4.2
Rocas de carbonatos	2.0
Gneises	21.4
Pizarras cristalinas	5.1
Mármoles	0.9



Disminución del contenido en SiO₂, K₂O

Aumento del contenido en CaO, MgO, Fe₂O₃, P₂O₅

Fig. 1.1. Clasificación y composición mineralógica de algunas rocas ígneas (17, 29).

puntos de vista químicos, esta nomenclatura es muy usada y es la que se empleará en este volumen.

En la Figura 1.1 se observa que al reducirse el contenido de SiO_2 aumenta el de otros minerales más útiles en la nutrición de plantas. En general, el SiO_2 disminuye de izquierda a derecha en la citada Figura. Una ilustración sobre la composición de cuatro tipos de rocas ígneas de diferente acidez se muestra en el Cuadro 1.2 elaborado con base en datos de González-Bonorino (28).

Cuadro 1.2. Composición química en promedio de cuatro tipos de rocas ígneas (28); en porcentajes de cada componente.

Componente como óxido	Roca ácida:		Roca básica:	
	Granito Riolita	semibásica: Diorita Andesita	Gabro Basalto	Roca ultrabásica: Peridotita
SiO_2	72.0	54.5	48.4	43.5
TiO_2	0.4	1.5	1.3	0.8
Al_2O_3	13.9	16.4	16.8	4.0
Fe_2O_3	0.9	3.3	2.6	2.5
FeO	1.7	5.2	7.9	9.8
MnO	0.1	0.1	0.2	0.2
MgO	0.5	3.8	8.1	34.0
CaO	1.3	6.5	11.1	3.5
Na_2O	3.1	4.2	2.3	0.6
K_2O	5.5	3.2	0.6	0.2
H_2O	0.5	0.8	0.6	0.8
P_2O_5	0.2	0.3	0.2	0.05

Como se puede ver en el Cuadro 1.2, a medida que el SiO_2 disminuye, se reduce el K_2O y aumentan el MgO y el CaO . La primera columna informa sobre el granito, el cual es una roca ácido-plutónica ($\text{SiO}_2 > 66\%$) que se caracteriza por sus altos contenidos de elementos alcalinos (K, Na) y escasos en alcalinotérreos (Mg, Ca); es una de las rocas intrusivas más frecuentes en la corteza terrestre (Cuadro 1.1). El pórfido-granítico y la riolita son las rocas hipabisales y extrusivas correspondientes, que poseen una composición química similar pero una cristalización de perfección decreciente.

Respecto de las rocas semiácidas en la Figura 1.1 se observa una secuencia desde la sienita que es plutónica, hasta la traquita volcánica. La misma Figura presenta como ejemplos de rocas semibásicas, a la diorita como representante plutónica y a la diorita porfídica y la andesita como miembros hipabisal y volcánico respectivamente, ambos de composición similar. En el Cuadro 1.2 se pueden comparar los componentes de la diorita con los del granito.

Las rocas sedimentarias resultan de la meteorización y erosión de las rocas ígneas y metamórficas y del depósito de estos materiales y de ciertos residuos orgánicos, fenómeno este último que ocurre con frecuencia después de un proceso de transporte. Comúnmente, el depósito está acompañado de procesos que alteran los materiales depositados los cuales se llaman diagénesis, e incluyen cambios físicos y químicos que originan materiales bastante heterogéneos, como lo ilustra el Cuadro 1.3, según datos de Gonzáles Bonorino (28).

Como se observa en el Cuadro 1.3, la composición de las rocas sedimentarias es muy variable. Según su origen, estas rocas se pueden clasificar en tres grupos:

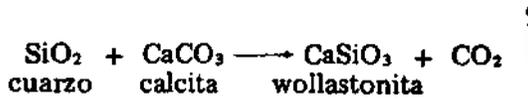
- a. Rocas de origen biológico; como las calizas compuestas por esqueletos de animales marinos.
- b. Rocas derivadas de residuos de solución; como las tobas, sean calcáreas o silíceas.
- c. Residuos clásticos o detríticos formados por fragmentos mayores o menores de otras rocas; es el caso de las rocas sefíticas (conglomerados o brechas) cuyas partículas son mayores de 2 mm; las samíticas, formadas por granos de arena con un tamaño máximo de 2 mm, las que cuando se consolidan dan por resultado a las denominadas areniscas. A este mismo grupo pertenecen los esquistos.

Cuadro 1.3. Composición química promedio de algunas rocas sedimentarias comunes (28); en porcentaje de cada componente.

Componente como óxido	Areniscas	Esquistos arcillosos	Lutitas	Tillitas	Calizas	Arcillas
SiO ₂	74.3	58.9	54.8	58.9	8.2	54.9
TiO ₂	0.4	0.8	0.8	0.8	—	0.8
Al ₂ O ₃	6.5	16.7	6.9	15.9	2.2	16.6
Fe ₂ O ₃	1.8	2.8	3.6	3.3	1.0	7.7
FeO	0.9	3.7	2.9	3.7	0.7	7.7
MnO	0.05	0.09	0.1	0.1	0.1	2.0
MgO	1.5	2.6	2.9	3.3	7.7	3.4
CaO	4.9	2.2	4.7	3.2	40.5	0.7
Na ₂ O	0.5	1.6	1.2	2.1	—	1.3
K ₂ O	1.7	3.6	3.5	3.9	—	2.7
H ₂ O	2.2	5.0	5.0	3.0	—	9.2
P ₂ O ₅	0.1	0.16	0.15	2.0	0.1	0.7
CO ₂	4.4	1.3	3.7	0.6	35.5	—
S-SO ₄	0.5	—	0.3	0.1	0.1	—

Las rocas metamórficas se originan en los cambios producidos por el efecto de altas temperaturas y presiones que actúan sobre rocas ígneas o

sedimentarias. En los procesos metamórficos también hay cambios químicos, como por ejemplo la formación de la wollastonita a partir de calcita y cuarzo en las calizas cuarzosas, según la reacción:



El ejemplo anterior ilustra un caso donde el proceso metamórfico resulta en un mineral completamente nuevo. La formación del granate, un silicato a partir de la mica en una pizarra, es otro ejemplo.

Entre los cambios de tipo físico se puede mencionar el desarrollo de esquistocidad, que es una clase especial de fractura que permite a las rocas metamórficas dividirse en capas más o menos paralelas. Dos ejemplos de rocas comunes que muestran esquistocidad son el gneis y los diferentes esquistos. Entre estas últimas se encuentran las denominadas filitas, que se caracterizan por dividirse en láminas muy delgadas.

El metamorfismo de la caliza da por resultado el mármol, mucho mejor cristalizado que la anterior. Similarmenete, una arenisca recristalizada y cementada con sílice origina una cuarcita. Las rocas metamórficas se forman con frecuencia cerca de lugares donde ocurren fenómenos geológicos que involucran inmensas cantidades de energía, como el levantamiento de cadenas montañosas (los Andes, por ejemplo).

COMPOSICION QUIMICA DE LOS SUELOS

El análisis químico elemental de los suelos es un poderoso instrumento para su caracterización y comportamiento en el largo plazo. Aunque esta información no sea de utilidad para estimar la fertilidad de los mismos, sí es necesaria para los estudios de formación de ellos. Al desarrollarse los suelos, comúnmente ocurre un enriquecimiento de materia orgánica y la pérdida de diferentes elementos de mayor solubilidad que otros. En el Cuadro 1.4 se presenta la composición de dos rocas ígneas y de tres suelos con diferentes grados de desarrollo. Se observa que el horizonte A del suelo volcánico reciente (Andepts) se diferencia poco de la roca volcánica en la sexta columna, mientras que el Oxisol fuertemente meteorizado, en la quinta columna, se diferencia de todos los demás por su desarrollo largo e intenso.

Se acostumbra dividir a los componentes inorgánicos de los suelos en dos grupos. El primero lo componen las substancias denominadas minerales primarios; se trata de aquellos que no han sufrido cambios químicos desde su formación inicial de la lava fundida o de otros procesos que originan rocas. Estos minerales se encuentran principalmente en las fracciones más gruesas del suelo —en las arenas y el limo— aunque a veces algunos, como el cuarzo, pueden ser muy pequeños y pertenecer a las arcillas.

El otro grupo es el de los minerales secundarios, los cuales resultan de la descomposición de los minerales primarios o de la recombinación de los productos que son consecuencia de ella. Estos minerales son con frecuencia de pequeño tamaño, del orden de las arcillas, y por ello se les llama también minerales de arcilla.

Cuadro 1.4. Composición química promedio de las rocas ígneas y algunos suelos. Datos de Aguilera (1), Clarke (16) y Mohr y Van Baren (45).

Constituyente	Rocas ígneas promedio (16)	Suelo volcánico reciente (1)	Suelo mediana-mente meteorizado (44)	Suelo altamente meteorizado (Oxisol, (44))	Roca Volcánica (Dacita) Paso Cortez México (1)
SiO ₂	59.1	49.2	31.4	3.3	62.0
Al ₂ O ₃	15.3	20.0	25.3	18.5	19.5
Fe ₂ O ₃	7.3	17.5	1.3	63.0	4.5
TiO ₂	1.0	1.7	1.1	0.8	0.8
MnO	0.1	nd	nd	0.4	0.6
CaO	5.1	1.0	0.1	0.1	5.0
MgO	3.5	1.0	0.1	0.3	2.1
K ₂ O	3.1	0.6	0.5	0.1	1.8
Na ₂ O	3.8	1.3	0.1	0.5	4.3
P ₂ O ₅	0.3	nd	nd	nd	0.2
SO ₃	0.1	nd	nd	nd	0.0
Pérdida ignición	1.2	—	10.32	12.7	nd
TOTALES	99.9	100.3		99.7	100.3

MINERALES PRIMARIOS DEL SUELO

Los minerales son sustancias inorgánicas, cuyas composiciones y propiedades físicas son características y definidas. La mayor parte de los minerales que constituyen las rocas y muchos suelos está conformada por silicatos o aluminio-silicatos.

La estructura molecular y la composición general es propia de cada mineral, pero algunos elementos pueden ser reemplazados por otros de radio iónico similar, fenómeno al que se denomina sustitución isomórfica. Como resultado se producen variaciones en la composición de los minerales, como se muestra en el Cuadro 1.5.

La meteorización cambia la proporción en que están presentes los minerales en los suelos. Aquellos que son resistentes a la meteorización se acumulan gradualmente, por ejemplo el cuarzo, algunos óxidos de hierro y aluminio y la ortoclasa. Esta acumulación es más importante en las fracciones de arena y limo, ya que en las arcillas predominan los minerales secundarios formados en el transcurso de la meteorización. Se sabe que los suelos más antiguos no tienen minerales primarios debido al prolongado proceso de meteorización que han sufrido. Es importante recordar que los minerales primarios son cristalinos; los más comunes de ellos son los silicatos, aunque también existen otros.

Cuadro 1.5. Intervalos porcentuales de composición química en algunos minerales (64).

Elementos como óxidos	Orto-clasa	Plagio-clasa	Musco-vita	Biotita	Piroxeno	Anfíbol	Olivino
SiO ₂	63-66	43.5-69	39-53	33-45	47-53	39-54	38-47
TiO ₂	—	—	—3.9	—10	—4.4	—	—3
Al ₂ O ₃	19-21	19-36	20-46	9-32	1-7	4-15	—
Fe ₂ O ₃	—0.5	—	—8.3	0.1-21	0.4-7.6	0.2-23	—
FeO	—	—	—	3-28	4-21	—9	8-12
MnO	—	—	—2.3	—	—	—	—
CaO	—	0-19.6	—4.5	—	13-22	10-14	—
MgO	—	—	—2.4	0.3-28	10-18	3-25	38-47
Na ₂ O	0.8-8.4	0-12	—5.4	—	—	0.5-2.3	—
K ₂ O	3-16	—	7.3-13.9	6-11	—	—1.7	—
H ₂ O	—	—	2.7	0.9-5	—	0.2-2.7	—

Silicatos

Los silicatos constituyen un amplio grupo de minerales; según Jackson (34), aproximadamente el 80% de los minerales en las rocas ígneas metamórficas pertenece a este grupo. Las rocas sedimentarias contienen menos silicatos.

La mayoría de los silicatos en suelos es cristalina y posee una estructura que se conoce desde hace unos cincuenta años. La unidad básica de los silicatos se representa por un tetraedro equilátero formado por un ión central de silicio y cuatro oxígenos, uno en cada vértice de él. Electrónicamente, cada oxígeno satisface un enlace del silicio con los que el tetraedro presenta una carga neta de SiO₄⁻⁴. Cuando estas cargas se satisfacen con cationes, como en el caso del olivino, se forman minerales que se representan por tetraedros individuales. Puede producirse el hecho de una estructura donde varios oxígenos son compartidos por varios de silicios, formándose así tetraedros dobles, anillos o láminas de éstos.

En el Cuadro 1.6 se presenta un resumen de las estructuras de los silicatos y se dan ejemplos para cada clase. Se observa que al aumentar el grado de polimerización, y al compartir los silicios más oxígenos, se reduce la relación Si/O, de 1:4 a 1:2 para los tectosilicatos, los que forman una red tridimensional muy estable y de esta forma minerales también muy estables; v.gr., el cuarzo (SiO₂).

En la Figura 1.2 se expone un esquema de las uniones entre los tetraedros.

Como ejemplos de nesosilicatos se pueden mencionar a:

el olivino (Mg, Fe)₂ SiO₄
 el zircón Zr SiO₄
 la forsterita Mg₂ SiO₄

Entre los sorosilicatos, la hemomorfitita ($Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot 7H_2O$) es un ejemplo de tetraedros dobles y la epidota ($Ca_2(AlFe)_3Si_3O_{12}OH$) el de tetraedros múltiples. Como ejemplos de ciclosilicatos están el berilo ($Be_3Al_2Si_6O_{18}$) y la turmalina; esta última es un boroaluminosilicato complejo de composición muy variable.

Cuadro 1.6. Clasificación grupal de silicatos según el ordenamiento de los tetraedros en su estructura.

Clase	Estructura	Relación (Si, al)	Ejemplo
Nesosilicato	Tetraedros individuales	1:4	Olivino
Sorosilicato	Tetraedros dobles o múltiples	2:7	Epidota
Ciclosilicato	Anillos de tetraedros simples o dobles	(1:3) n	Berilo
Inosilicato	Cadenas de silicatos simples o dobles	4:12 4:11	Hipersteno
Filosilicato	Láminas de tetraedros	4:10	Biotita
Tectosilicato	Tridimensional	1:2	Leucita

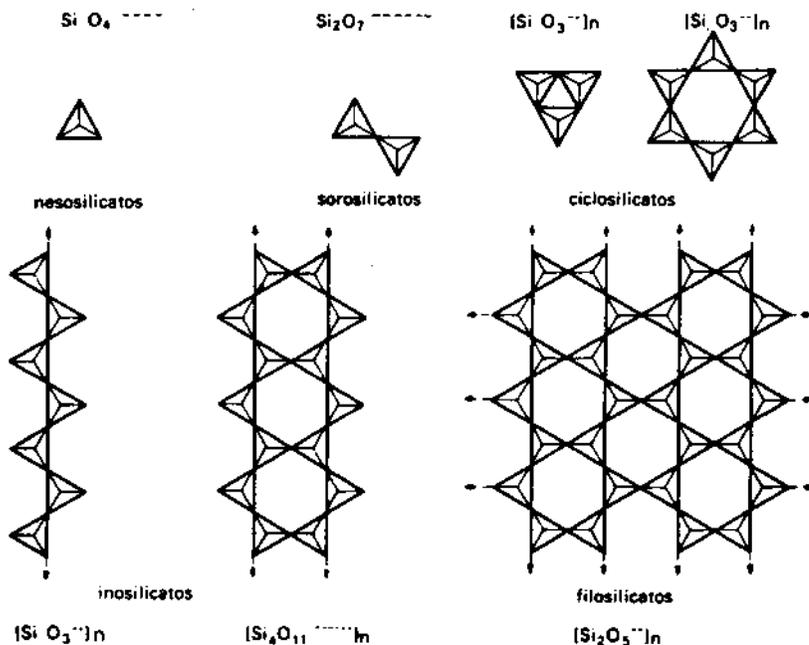


Fig. 1.2. Estructura esquematizada de los silicatos. (Preparado por F. Maldonado).

Entre los sorosilicatos formados por tetraedros dobles se encuentra:

la hemimorfita $Zn_4 Si_2 O_7 (OH)_2 \cdot 7H_2 O$

Entre los sorosilicatos formados por tetraedros múltiples se encuentra:

la epidota $Ca_2 (Al, Fe)_3 Si_3 O_{12} OH$

Como ejemplos de ciclosilicatos están:

el berilo $Be_3 Al_2 Si_6 O_{18}$

la turmalina; un ejemplo

es la turmalina sódica o elbaíta

$Na(Li, Al) Al_6 B_3 Si_6 O_{27} (OH, F)_4$
que es un boroaluminosilicato complejo de composición muy variable.

Los inosilicatos forman minerales muy importantes como los piroxenos, los que están compuestos por cadenas simples, y los anfíboles, formados por cadenas dobles. Se estima que no menos de un 17% de los minerales en rocas ígneas son inosilicatos. Estos presentan apreciables variaciones en su composición, como se puede observar en el Cuadro 1.5.

Minerales comunes entre los piroxenos son: la augita, $Ca (Mg, Fe, Al) (Al, Si)_2 O_6$, y el diópsido, $Ca_2 Mg_2 Si_4 O_{12}$, que es un caso de cadenas simples.

Como representantes de los anfíboles, dada su gran importancia, se deben mencionar a:

la hornblenda $(Ca, Na, K)_{2-3} (Mg, Fe, Al)_5 (Si, Al)_8 O_{22} (OH)_2$
la tremolita $Ca_2 Mg_5 Si_8 O_{22} (OH)_2$

Filosilicatos importantes son las micas, entre las cuales se pueden nombrar a:

la muscovita o mica blanca $(K, Na) Al_2 (Si_3 Al) O_{10} (OH)_2$
la biotita o mica negra $K (Mg, Fe^{+2})_3 (Si, Al) O_{10} (OH)_2$
la lepidolita o mica de litio $K (Li, Al)_3 (Si, Al)_4 O_{10} (OH)_2$

La composición de las micas no es tan definida como lo indican las fórmulas presentadas, sino que ofrece bastante variación. Un buen resumen actualizado sobre micas en el suelo, se encuentra en Fanning y Keramidas (23).

Los feldespatos constituyen el grupo más importante de los tectosilicatos, contribuyendo con el 59.5% en la composición de las rocas ígneas. Por tener parte de los silicios reemplazados por aluminios, se llaman aluminosilicatos. Esta substitución ocurre en el ámbito de 25 a 50% de los silicios.

En las rocas ígneas ácidas los feldespatos más importantes son:

la ortosa u ortoclasa	$K Al Si_3 O_8$ (teóricamente, con 14 % de K).
la albita	$Na Al Si_3 O_8$ (con 8.8 % de sodio)
la anortita	$Ca Al_2 Si_2 O_8$ (con 12.4 % de calcio).

En general, estos minerales no se presentan exactamente como lo indican las fórmulas, sino que pueden manifestar una sustitución isomórfica. Así, al reemplazar el calcio por el sodio (radios iónicos $Na = 1.96 \text{ \AA}$, $Ca = 2.12 \text{ \AA}$), gradualmente se forma la serie de las plagioclasas que empieza con el miembro sódico, la albita, y termina con el miembro cálcico, la anortita.

En las rocas ígneas básicas también se encuentran feldespatos, como las plagioclasas y otros tectosilicatos —llamados feldespatoides— como la leucita ($KAlSi_2O_6$) y la nefelina ($KNa_3Al_4Si_4O_{16}$).

El óxido de silicio es el representante más sencillo de un tectosilicato y se da en rocas y suelos. En los últimos se halla en forma cristalina y amorfa. El cuarzo es la forma más común de esta sustancia; la tridimita (cristalizada en el sistema ortorrómbico) y la cristobalita (en cristales tetragonales) son frecuentes en las rocas volcánicas, mientras que la coesita y la stishovita son minerales poco corrientes.

El ópalo ($SiO_2 \cdot nH_2O$) es una variedad hidratada y amorfa de la sílice, en parte de origen biogénico. Una buena discusión sobre estas sustancias es presentada por Wilding, Smeck y Drees (65).

El cuarzo, que cristaliza en el sistema trigonal, es una forma muy compacta de la sílice; esto hace que posea una alta densidad específica (2.65 g x cm^{-3}) y un índice de dureza de siete, lo que explica su gran resistencia a la meteorización y permite su acumulación en suelos.

Los ópalos contienen hasta un nueve por ciento de agua, pero es frecuente que en ellos se encuentre, además, otras impurezas, particularmente en aquellos que forman parte de los suelos.

Minerales primarios diferentes de los silicatos

Además de los silicatos, muy comunes, hay otros minerales que componen parte de las rocas. Los dos principales grupos mencionados aquí son los óxidos y los carbonatos; algunos minerales como los fosfatos y los sulfuros, aunque son importantes, se presentan en pequeñas cantidades en la composición de las rocas.

En el Cuadro 1.7 se muestran las diferentes asociaciones de óxidos metálicos que se han identificado en suelos. No se incluyen los óxidos de silicio, ya que fueron previamente analizados en la sección dedicada a los silicatos. En cada grupo se mencionan solamente algunos de los representantes más comunes. Las fórmulas representan el caso ideal existiendo frecuentemente una sustitución de un metal por otro de la misma asociación en un grado mayor o menor.

Los óxidos son productos importantes de la meteorización de los suelos, la que suele dar por resultado minerales secundarios comunes;

Cuadro 1.7. Clasificación de los óxidos metálicos presentes en suelos. (Según MacKenzie (38)).

Grupo	Algunos minerales	Fórmula
Asociación Be-Al-Mg	Boehmita	$\alpha\text{-AlOOH}$
	Gibbsita	$\alpha\text{-Al(OH)}_3$
	Brucita	Mg(OH)_2
Asociación Fe-Mn	Hematita	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$
	Goetita	$\alpha\text{-FeOOH}$
	Lepidocrocita	$\gamma\text{-FeOOH}$
	Pirolusita	$\beta\text{-MnO}_2$
Asociación Ti-Nb(Ta)	Rutilo	TiO_2
	Casiterita	SnO_2
	Ilmenita	FeTiO_2

por esta razón van a ser estudiados con más detalle en la sección de minerales secundarios.

Los carbonatos son particularmente importantes porque forman suelos de buena fertilidad. En regiones húmedas, la mayor solubilidad de los carbonatos, en relación con la de los silicatos, facilita una meteorización más rápida de estos materiales.

DISTRIBUCION DE MINERALES PRIMARIOS EN LA ROCA MADRE

La distribución de los minerales primarios en las rocas depende de la naturaleza química y de las condiciones de formación de estas rocas.

Como se observa en la Figura 1.1, los minerales más comunes en los silicatos ácidos son: cuarzo, feldespatos y muscovita; con menor proporción aparecen la biotita, las plagioclasas y los anfíboles. El eje de la ordenada en la citada Figura indica el porcentaje de volumen, en que los diferentes minerales contribuyen a los principales tipos de rocas ígneas. Se puede ver por ejemplo en las rocas ácidas, como el granito, que el cuarzo contribuye aproximadamente con un 40%, valor que disminuye hasta desaparecer en el caso de las rocas semibásicas las cuales, como la andesita, no tienen cuarzo. El silicio se da en estas rocas en los silicatos como parte de su estructura.

Los feldespatos potásicos, como la ortoclasa, son característicos en las rocas ígneas ácidas, mientras que otros feldespatos ricos en Na y Ca, como las plagioclasas, lo son en las rocas básicas. La Figura 1.1 ilustra, también, sobre la contribución apreciable de los piroxenos y anfíboles en las rocas de acidez mediana y acerca de la importancia del olivino únicamente en rocas básicas como el basalto.

Entre las micas, la muscovita de color claro es típica en rocas ácidas, mientras que la biotita, más oscura, se presenta en las rocas intermedias.

En los suelos, los minerales primarios dependen, por un lado, del material que le dio origen y, por otro, de los cambios que sufrió dicho material hasta desaparecer casi completamente, como ocurre en los Oxisoles. Cuanto más reciente es un suelo, más evidentes son las propiedades de sus materiales iniciales.

METEORIZACION DE MINERALES PRIMARIOS

El proceso de transformaciones físicas y químicas que sufren los minerales y las rocas, asume el nombre de meteorización. Este proceso lleva a la desintegración de los minerales primarios y a la formación de un nuevo grupo de minerales designados como secundarios. Estos últimos, generalmente, se presentan en partículas muy pequeñas en el suelo, en la fracción de las arcillas, y por esta razón se les da el nombre de minerales de arcilla.

Diferentes autores (14, 35) proponen la distinción entre los fenómenos de meteorización que ocurren en la superficie del suelo o cerca de ella, a los cuales denominan meteorización edafoquímica, y los procesos que se realizan en capas más profundas —como en el horizonte C o en los más profundos— a los cuales recomiendan llamar meteorización geoquímica. Como muchos procesos se dan en ambas capas, no siempre es fácil diferenciar con precisión entre los dos.

En general, de la meteorización resulta la formación de partículas más pequeñas, principalmente arcillas, la pérdida de los materiales más solubles y la síntesis de materiales nuevos, como los minerales secundarios.

Por otra parte, la meteorización física se debe a la acción de temperaturas altas y bajas, al efecto del agua y del viento al mover partículas más o menos grandes. Un fenómeno importante es el que tiene lugar en regiones secas, con el cambio de volumen que presenta el agua al descongelarse y al formarse sales y soluciones saturadas. Un efecto igualmente significativo es el que producen las raíces de las plantas cuando al introducirse en las rocas y expandirse, son causantes de la fracturación.

A continuación se resumen los procesos de meteorización química según los tipos que proponen Buol, Hole y Mc Cracken (14).

Meteorización geoquímica

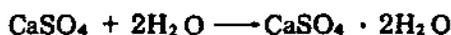
En este ámbito, las reacciones de oxidación y reducción son de mucha importancia y debido a que siempre se presentan juntas, se les designa con el nombre de procesos redox.

Dos cationes, el Fe(II) y el Mn(II), son oxidados aquí si el medio lo permite. Como ambos fenómenos representan cambios en los tamaños de los iones formados, se crearán tensiones y distorsiones en los minerales mediante un proceso de desestabilización que terminará con su ruptura. La biotita, las hornablendas y los piroxenos —minerales bastante comunes en los suelos, como se vio al principio del capítulo— sufren estos procesos, descomponiéndose.

Las reducciones son menos frecuentes, ya que requieren la ausencia de aire y la presencia de reductores tales como la materia orgánica. En condiciones reductoras, y particularmente si el pH del ambiente es bajo, los cationes se encontrarán en su valencia mínima de dos, lo que corres-

ponde a su estado de máxima solubilidad. Por lo tanto, si el exceso de agua se acompaña con un buen avenamiento, estos cationes se lavarán. Cuando no se pierde el agua, como es el caso en condiciones pantanosas, el Fe^{+2} puede combinarse con un anión en forma reducida, como el sulfuro, formándose la pirita. Si los cambios en el transcurso del año se dan entre condiciones de bueno y mal avenamiento, entonces se formará la lepidocrocita, un óxido de hierro hidratado que da por resultado suelos moteados de color amarillo-anaranjado (29). En estos casos de redox variables, el Fe(II) se oxida siempre primero y después el Mn(II).

Otro proceso fundamental es la hidratación, la que ocurre cuando moléculas de agua son incorporadas en los compuestos. Esto sucede principalmente en la superficie de las partículas, penetrando lentamente a capas más profundas. Comúnmente la hidratación desestabiliza las sustancias, pero en condiciones secas se produce una reacción con la anhidrita, del carácter siguiente:



formándose el yeso, un compuesto más estable que la anhidrita.

Otro fenómeno de gran importancia en este ambiente es la hidrólisis. En estas reacciones la incorporación de agua en la molécula original descompone a esta última resultando nuevos compuestos, como es el caso de la ortoclasa:



El ácido metasilícico que se forma aquí no es estable y se descompondrá formando minerales secundarios de acuerdo con el medio en que se encuentre.

La descomposición y la síntesis de sustancias dependerán en alto grado de las energías involucradas para romper y crear enlaces. Se sabe por ejemplo que las energías en el enlace SiO, llamado enlace siloxano, son algunas de las más fuertes; por ello el tetraedro de sílice no se descompone fácilmente.

Meteorización edafquímica

Los procesos pertenecientes a este tipo de meteorización, ocurren en la capa superior de la corteza terrestre en el suelo. Como la mayoría de los suelos aquella presenta un ambiente oxidante, en ellos son comunes las reacciones de oxidación como las descritas anteriormente. Estos fenómenos afectarán los minerales primarios que estén presentes en el *solum* y liberarán elementos, los que quedarán expuestos para su absorción por las plantas y también serán alterados por los procesos de lixiviación.

Una transformación edafquímica de suma importancia es la pérdida de aluminio en las redes minerales de arcilla; proceso representado en forma esquemática en la Figura 1.3.

El esquema presentado en la Figura 1.3 se basa en la observación de que las arcillas de H no son estables, sino que se transforman en arcillas de aluminio, como lo indica la amplia evidencia obtenida desde hace

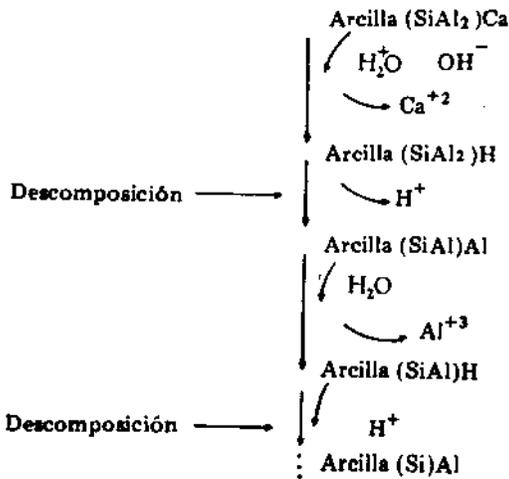
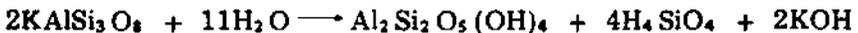


Fig. 1.3. Esquema de pérdida de Al y descomposición del aluminosilicato.

treinta años y cuyo detalle se expone en el Capítulo Quinto. Durante este proceso, como se aprecia en el esquema, se libera aluminio, el que hidroliza el agua; produce acidez en el suelo, y luego se deposita sobre las arcillas en el mismo en forma de hidróxido y polímeros de hidróxido.

Otra reacción típica importante es la pérdida de cationes de los silicatos, como la merma de K en las micas. Un ejemplo de ésta es la formación de un mineral secundario, como la caolinita, según la reacción:



La facilidad con que se meteoriza un mineral es indicada por su índice de estabilidad, el que permite proponer secuencias de meteorización como la sugerida por Goldich, la que se representa esquemáticamente en la Figura 1.4.

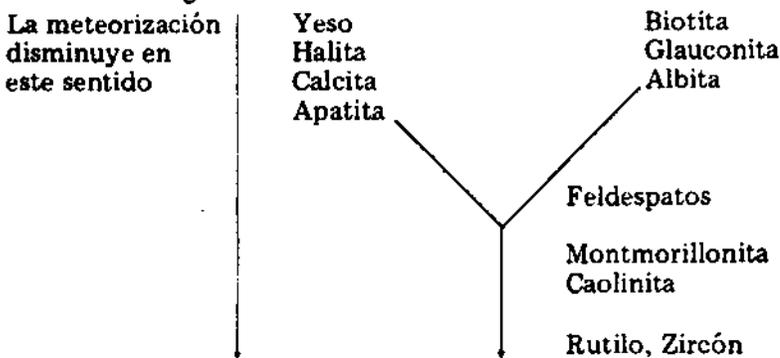


Fig. 1.4. Esquema de meteorización de Goldich.

Como se vio en la última reacción, los procesos edafoquímicos pueden conducir a la formación de minerales de arcilla del tipo aluminosilicato laminar, como la caolinita.

Las investigaciones desarrolladas en los últimos años han dejado en claro que, comúnmente, la meteorización involucra conjuntos de reacciones en las que los productos de procesos previos sirven de materia prima para las síntesis subsiguientes. Es preciso recordar que las leyes de equilibrio químico son también válidas en estas condiciones; por lo tanto, para que las reacciones prosigan y se completen, es necesario que se eliminen los productos resultantes, lo que ya se conoce muy bien en el caso de la meteorización de minerales de potasio (4).

Factores que afectan la meteorización

Las condiciones climáticas y especialmente los regímenes de temperatura y de precipitación pluvial determinan, en un alto grado, la velocidad de los procesos de meteorización. Se debe recordar aquí la conocida ley química que establece que por cada 10°C de aumento en la temperatura, la velocidad de las reacciones químicas se duplica y que, por lo tanto, con temperaturas elevadas mayor será la velocidad de las reacciones.

Otro factor que favorece los procesos de meteorización consiste en la eliminación de los productos resultantes, como ocurre en el caso de un clima húmedo. Con respecto de este factor, las características físicas y químicas de los minerales primarios ejercen una gran influencia. Ya en la Figura 1.4 se mostró un ordenamiento de algunos minerales de acuerdo con su facilidad de meteorización. Un aspecto esencial en este sentido, lo constituyen las fuerzas de enlace entre los distintos elementos.

MINERALES SECUNDARIOS DEL SUELO

La meteorización en suelos se realiza a través de un conjunto de fenómenos de descomposición y de síntesis, los que causan tipos distintos de compuestos: unos que son sencillos, como los óxidos, y otros muy complejos, como los silicatos laminares (algunos con estructuras cristalinas bien definidas y otros sin esta propiedad).

Los silicatos son una parte muy importante de estos minerales y se acostumbra clasificarlos en tres grupos:

- Filosilicatos o silicatos laminares; muy importantes en suelos moderadamente meteorizados, y predominantes en regiones que han sufrido procesos de glaciación.
- Silicatos fibrosos, de especial relevancia en regiones secas como las de clima mediterráneo.
- Silicatos sin estructura cristalina, los cuales se encuentran especialmente en suelos derivados de materiales volcánicos.

Silicatos laminares

Los silicatos laminares forman cuatro grupos de minerales. En los resúmenes recientes que se encuentran en extensas bibliografías se

deben mencionar los trabajos de Douglas (20), Mering (43) y Walker (63) sobre vermiculitas; de Borchardt (11), sobre esmectitas; de Dixon (19), sobre caolinitas; y de Bailey (5) y Barnishel (6), sobre cloritas. Acerca de silicatos de capa entremezclada, son importantes los trabajos de MacEwan y Ruiz Amil (37) y de Sawney (54). Se menciona a estos investigadores dentro de la amplia y voluminosa literatura, porque presentan la información desde el punto de vista de las ciencias del suelo y no desde el específico ángulo de la mineralogía de arcillas. Además los trabajos de estos autores incluyen revisiones muy complejas y seleccionadas. Las obras fundamentales en castellano son las de Besoain (9) y de Malagón (39).

Los silicatos laminares forman cuatro grupos de minerales. Cada grupo se caracteriza por tener los mismos elementos fundamentales en su constitución. Estos son:

- Las kanditas o minerales caoliníticos o dimórficos, también llamados minerales 1:1. Estos están compuestos por una capa de tetraedros de sílice formando una lámina, como en los filosilicatos, y por una capa de octaedros de aluminio, con la cual comparten oxígenos.
- Los minerales trimórficos o 1:2. Están formados por dos capas de tetraedros de silicio unidas a una capa central de octaedros de aluminio con la cual comparten oxígenos. En este grupo de minerales se acostumbra establecer dos subdivisiones que son:
 - * Las esmectitas o minerales montmorilloníticos.
 - * Las illitas o micas hidratadas que incluyen las vermiculitas.
- Las cloritas o minerales tetramórficos, conocidos como 2:2 o 2:1:1. Estas sustancias están formadas por una estructura trimórfica y una capa adicional octaédrica, como en la brucita o gibbsita.
- Los minerales interestratificados, que comúnmente resultan de capas entremezcladas de los dos grupos anteriores. En algunos casos ocurren mezclas entre los tres tipos anteriores.

La composición química de los minerales arcillosos varía dentro de amplios límites, inclusive dentro de un mismo mineral; estos aspectos se pueden visualizar en el Cuadro 1.8.

Las diferencias considerables que se observan en el Cuadro 1.8 se deben a diferentes procesos, como la substitución isomórfica y la retención de diferentes cationes debido a las cargas de estos minerales.

La naturaleza dioctaédrica de los minerales también contribuye a su diferenciación química. Es útil recordar que se llaman trioctaédricos los minerales que tienen un catión en todas las posiciones centrales de los octaedros; por su parte, a aquellos minerales en que sólo dos tercios de sus posiciones poseen un catión se les denomina dioctaédricos. En estos últimos, las cargas de los iones centrales deben balancear, con los iones cambiables, el conjunto de la fórmula.

Cuadro 1.8. Variaciones en la composición química de algunos minerales arcillosos (56,64). En porcentaje de cada componente.

Mineral	Dg kg ⁻¹							
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
Caolinita	41-47	32-38	0.4-5.7	0.6-2.4	—	0.1-0.6	—	—
Montmorillonita	47-59	15-27	0.2-12.3	—	0.2-3.7	0.01-5.1	0.1-1.3	0.4-1.2
Illita	50-56	18-31	2-5	0-0.8	0-2	1-4	4-7	0-1
Vermiculita	33-37	7-18	3-12	0-0.6	0-2	20-28	0-2	0-0.4
Clorita	29-39	32-52	0.5-5	0.3-1.0	0.2-1.6	0-4.5	0.5-1.6	0.1-0.3

Las kanditas

Dos de los minerales de arcilla más comunes, la caolinita y la haloisita, pertenecen a este grupo. El primero es típico de los suelos antiguos, ampliamente meteorizados; se trata de un constituyente común en condiciones tropicales, pero también en vastas regiones de la zona templada, como lo es la del sureste de los EE.UU. (58). La haloisita es un mineral frecuente en suelos de origen volcánico y en las condiciones de un clima que presenta períodos secos y húmedos.

Ambos minerales son dioctaédricos y tienen la fórmula general $Al_2Si_2O_5(OH)_4$. Es conveniente acotar que en el caso particular de la haloisita, ésta contiene además, un número variable de moléculas de agua.

Las láminas 1:1 están unidas entre sí por las denominadas fuerzas de Van der Waals y por enlaces covalentes entre los OH y O superficiales. Las investigaciones de Giese (27) han demostrado que el concepto anterior, sobre enlaces de H, no coincide con las estructuras modernas propuestas para la caolinita, la que, como ya se dijo, es uno de los minerales más comunes en la fracción de arcilla de los suelos, especialmente en condiciones climáticas húmedas y calientes; la caolinita es la arcilla principal de los Ultisoles y es importante en los Oxisoles.

La superficie específica es una de las importantes propiedades de los minerales de arcilla, por ser ésta el lugar donde ocurren las reacciones entre arcillas y otros compuestos. En general, la superficie específica de la caolinita es relativamente pequeña si se la compara con la de otras arcillas. Aplicando diferentes métodos para determinar superficies, se han encontrado valores entre cinco y 25 m² g⁻¹.

Los grupos OH en la superficie de la caolinita permiten una fuerte adsorción de hidróxidos de hierro, los que de manera eficiente una partículas individuales de ella; estas partículas pueden alcanzar el tamaño de arena. Según Oades (47), la caolinita puede adsorber esos óxidos en una proporción equivalente hasta de un 12% de su peso (de la caolinita). La formación de dichas partículas contribuye a una buena estructura física de los suelos que tienen a la caolinita como arcilla principal. Es importante considerar que la capacidad de esta última para adsorber óxidos de hierro disminuye cuando aumenta el pH, llegando a ser muy reducida en el caso de un pH cercano de siete; la experiencia ha permitido observar que si se encalan suelos caoliniticos que presenten esta última característica, su estructura se deteriora.

La capacidad para retener cationes en forma cambiante es una propiedad importante de las arcillas — los mecanismos de este proceso clave en la química de suelos se discutirán en el Capítulo Cuarto—. La capacidad se expresa por una cantidad determinada de arcilla o suelo. En la mayoría de los trabajos citados en la bibliografía los valores están indicados en miliequivalentes de catión por 100 gramos de sustancia absorbente; la abreviación usada en castellano para el concepto de capacidad de intercambio catiónico es CIC. Actualmente, esta unidad se expresa en centimoles (cmol) de carga positiva por kilogramo y se abrevia cmol (+)kg⁻¹. Como el centimol es diez veces mayor que el miliequivalente, se aumentó el peso del suelo a un kilogramo, y así un cmol (+)kg⁻¹ es igual para los iones a un meq/100 gramo.

La caolinita es conocida como un mineral de baja capacidad de cambio.

Los minerales puros tienen valores entre seis y diez cmol (+) kg⁻¹, pero la forma menos cristalizada en suelos a veces llega a unos 20 cmol (+) kg⁻¹. Esta baja capacidad de retención de cationes es importante en el manejo de estos suelos.

En la caolinita, el espacio entre láminas es de 0.27 nm y no se presta para incluir cationes fijables. En la Figura 1.5 se presenta la estructura esquemática de este mineral.

Finalmente, es conveniente acotar que la caolinita tiene dos formas isómeras, poco corrientes en suelos: la dickita, que es una forma mejor cristalizada, y la nacrita, con bajo grado de cristalización.

Por su parte, la haloisita ha sido identificada en muchos suelos derivados de cenizas volcánicas, en sitios con clima húmedo y seco alterno (12, 15, 29, 43). Un país en el que la haloisita es importante es Panamá, como lo demuestran Reneau y Fiskell (50).

Existen variedades de haloisita que poseen hasta cuatro moléculas de agua por unidad. A aquellas formas del mineral que tienen hasta dos moléculas de agua se les da el nombre de metahaloisitas. No obstante, las constataciones de presencia de agua en la haloisita, todavía no ha podido conocerse el papel que ella juega en la estructura del mineral.

La haloisita se caracteriza además por presentar formas tubulares que, probablemente, resultan del enrollado de láminas delgadas. Su estructura esquemática se presenta en la Figura 1.6.

En la medición de la superficie específica de la haloisita se han obtenido valores hasta de 40 m² · g⁻¹ de arcilla. Los valores detectados para la capacidad de intercambio catiónico de la haloisita son mayores que los de la caolinita, del orden de 20 a 25 cmol (+)kg⁻¹; en algunos casos, las formas más altamente hidratadas del mineral alcanzan hasta 50 cmol (+)kg⁻¹.

Los minerales trimórficos

Todos estos minerales se forman en condiciones similares y por eso es frecuente que varios de ellos se presenten en los mismos suelos. Seguidamente se analizará el primer subgrupo de los mismos.

a. Las esmectitas. Se les llama también minerales montmorilloníticos, ya que la montmorillonita es la representante más importante del grupo.

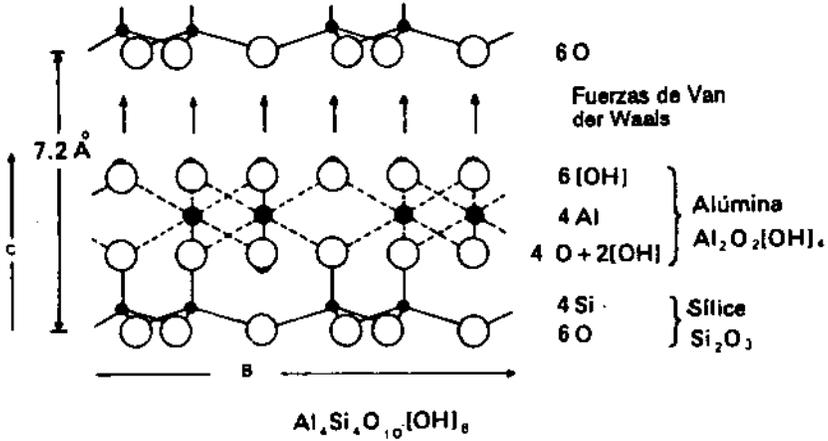


Fig. 1.5. Estructura de la caolinita (34).

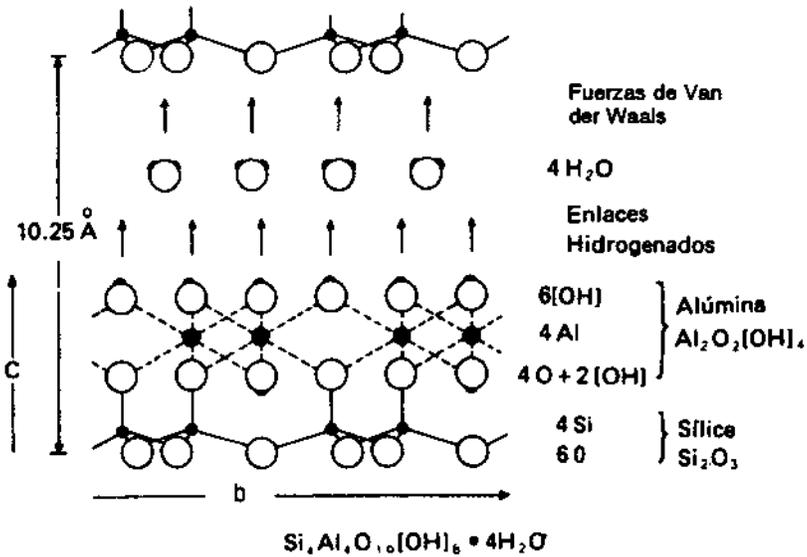


Fig. 1.6. Estructura esquemática de la haloisita (34).

Se trata de minerales bastante abundantes en suelos (9, 11, 12, 40, 44); las partículas que forman, generalmente son de tamaño pequeño y, por lo tanto, su superficie específica suele ser grande, del orden de varios cientos de metros cuadrados.

Se sabe que la capacidad de intercambio iónico de estos minerales es elevada, con valores entre 60 y 150 cmol (+)kg⁻¹. Tienen también la capacidad de absorber agua entre las láminas trimórficas y, por esta razón, tienden a expandirse. Esta aptitud para hidratarse depende de los

cationes que saturan las cargas de las arcillas y es particularmente grande cuando ellas están saturadas de sodio, lo que incluso puede resultar en la dispersión de estas arcillas, creando graves problemas en suelos que los contienen como componentes principales, como por ejemplo los Vertisoles.

Una propiedad muy importante de las esmectitas es su poder de adsorción molecular de sustancias orgánicas. Esta adsorción frecuentemente involucra interacción con los cationes cambiables en estos minerales y con el agua de hidratación de estos cationes.

En el Cuadro 1.9 se presentan las principales variedades de esmectitas y sus fórmulas ideales.

Cuadro 1.9. Fórmulas ideales para las esmectitas.

Mineral	Catión tetraédrico	Catión octaédrico	Uniones coordinadas	Catión cambiante
Montmorillonita	Si_8	$\text{Al}_{4-x}\text{Mg}_x$	$\text{O}_{20}(\text{OH})_4$	$\text{CaO} \cdot 5x$
Beidellita	$\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x$	Al_4	$\text{O}_{20}(\text{OH})_4$	$\text{CaO} \cdot 5x$
Nontronita	$\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x$	Fe_4	$\text{O}_{20}(\text{OH})_4$	$\text{CaO} \cdot 5x$
Saponita	$\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x$	Mg_6	$\text{O}_{20}(\text{OH})_4$	$\text{CaO} \cdot 5x$

1) La montmorillonita. No obstante la fórmula idealizada que se describe para este mineral en el Cuadro 1.9, existen apreciables variaciones en su composición química, como se mostró en el Cuadro 1.8. Este fenómeno se debe a diferencias en el material parental y al amplio grado de sustitución isomórfica que puede ocurrir en ellos. Como se ve en el Cuadro 1.9, la mayor sustitución corresponde a las posiciones octaédricas, pero como lo indica la variación en el contenido de SiO_2 , también hay sustitución de este elemento.

Como consecuencia de lo anterior, la montmorillonita exhibe una elevada capacidad de cambio catiónico, del orden de 80 a 150 cmol (+) kg^{-1} ; se le ha detectado además una alta superficie específica, entre 400 y 800 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$. Esta última característica es la causa de que a pesar de la elevada capacidad de cambio del mineral, su carga específica por unidad de superficie sea baja, lo que permite que se expanda al hidratarse. Las arcillas que poseen esta propiedad, se llaman expandibles, y la existencia de dicha característica en ellas es de gran importancia para su manejo.

La montmorillonita se forma en suelos bien desarrollados; Borchardt (11) proporciona un buen resumen sobre su distribución en diferentes suelos. Las condiciones que facilitan la formación de este mineral son, por una parte, la presencia de bastante humedad en por lo menos un período al año y, por otra, la existencia de un avenamiento que sea poco eficiente; esta última circunstancia es fundamental para la creación de una solución del suelo que posea alto contenido catiónico. Suelos de materiales volcánicos profundos y mal avenados presentan a veces las condiciones antes estipuladas, y es en esas condiciones, según

3) **La nontronita.** Como se observa en la fórmula expuesta en el Cuadro 1.9, ésta es la forma de Fe(III) de las esmectitas. No debe ser difícil comprender que se trata de un mineral derivado de las rocas ígneas básicas, las que son altas en contenido de hierro. La estructura de la nontronita es dioctaédrica; se cree que su presencia acompaña a la de la beidellita.

Muchos minerales en suelos exhiben una sustitución parcial de Al octaédrico por Fe(III); de este modo son intermediarios en una serie en la cual la montmorillonita y la nontronita son miembros terminales, el primero con el componente de aluminio y el segundo con el Fe (III).

4) **La saponita.** Es la forma magnésica de las esmectitas; su formación se produce a partir de rocas con alto contenido de Mg, como las ultrabásicas. Por tratarse de un mineral con un catión divalente, su estructura tiene forma trioctaédrica; lo que se ve en el Cuadro 1.9, donde aparecen seis magnesios en la columna de los cationes octaédricos.

b. **Las illitas y las vermiculitas.** Hasta ahora estos minerales han sido conocidos como micas hidratadas, ya que según el esquema de la meteorización de Jackson (33), forman parte de una secuencia que comienza con las micas y culmina con la montmorillonita, su miembro final.

Esta secuencia se escribe así:

mica → illita → vermiculita → montmorillonita.

Los minerales de este grupo, en mayor proporción, están presentes en la mayoría de los suelos de regiones templadas (52). Como en los procesos de meteorización antes mencionados se libera potasio, en muchos suelos estos minerales son la fuente principal de este último elemento; esta forma de manifestación del potasio hace muy difícil medir, con precisión, su disponibilidad para las plantas.

Las illitas y vermiculitas en suelos se presentan en tamaños muy diferentes. En muchos de los suelos, estos minerales forman parte de la fracción de limo; en regiones tropicales son componentes de los Inceptisoles y Entisoles, acompañando frecuentemente a las esmectitas (12).

1) **La illita.** Este mineral es el primer derivado de las micas. Como se puede apreciar en el Cuadro 1.8 y constatar en la literatura (52), la composición de la illita es muy variable. Por ser el primer miembro de la serie de meteorización, este mineral no se encuentra en suelos con alto grado de desarrollo. En los trópicos se halla en Inceptisoles, Alfisoles y Vertisoles, y con frecuencia acompañado de la montmorillonita (12). Se trata de un mineral bastante corriente en condiciones ústicas del suelo.

La capacidad de cambio de la illita es moderada: entre 10 y 50 cmol (+)kg⁻¹. Debido a la reducida superficie específica que presenta, entre 80 y 100 m².g⁻¹ de arcilla, este mineral tiene una alta carga por superficie, lo que no le permite expandirse como la montmorillonita.

Se sabe que la illita presenta un proceso de retención irreversible del potasio que se designa como Fijación del Potasio. Aunque este aspecto

se analizará en detalle en la sección correspondiente a este último elemento, se puede adelantar que este fenómeno se debe a que la posición en que el K se coloca entre las láminas del mineral, hace que estas últimas lo encierren definitivamente.

Moderadamente, algunos mineralólogos de arcilla ponen en duda la existencia de la ilita como mineral definido y consideran la posibilidad de que sea un caso de interestratificación (23).

2) La vermiculita. Según Walker (63), este mineral se presenta en todos los componentes granulométricos de los suelos. Su estructura que es trioctaédrica en forma macroscópica, es más comúnmente dioctaédrica en la fracción de arcillas en suelos (20). Se forma en condiciones de buen avenamiento; su origen se produce, particularmente, a partir de rocas ígneas básicas.

Según Douglas (20), la vermiculita se encuentra en suelos de diversas condiciones: en climas fríos y calientes, secos y húmedos, y se le halla en Alfisoles, Inceptisoles, Spodosoles, Ultisoles y Entisoles. El mineral también se presenta como parte de los minerales interestratificados.

La vermiculita se caracteriza por una alta capacidad de intercambio catiónico: entre 100 y 150 cmol (+)kg^{-1} ; para la forma dioctaédrica se ha informado sobre datos hasta de 250 cmol (+)kg^{-1} . La Figura 1.8 muestra la estructura del mineral.

Al humedecerse, la vermiculita tiene cierta capacidad de expansión, la que, en todo caso, es bastante inferior a la de la montmorillonita. Similarmente a la ilita, posee una capacidad de fijación de potasio y amonio que debe ser considerada cuando se manejan los suelos en que está presente y cuando se interpretan datos analíticos sobre los mismos.

Este mineral se encuentra en muchos suelos del trópico, como por ejemplo en Alfisoles de Panamá (51) y en suelos aluviales de Colombia (43) y de Centroamérica (12). Su presencia se ha identificado también en Andepts, como los de Panamá (41), Costa Rica (12) y Colombia (15).

Las cloritas

Se les llama también minerales tetramórficos debido a que se les considera como minerales trimórficos que poseen una capa octaédrica adicional.

Entre los exponentes trimórficos, como la vermiculita, y un mineral propiamente tetramórfico existen formas intermedias en los que la cuarta capa es más o menos completa. Los cationes principales en la lámina octaédrica adicional son Mg en la brucita o Al o Fe (III). La unión entre la estructura trimórfica y la cuarta capa, es electrostática; ello se debe a las cargas negativas que están en la superficie de los minerales trimórficos.

Una gran parte de las cloritas en suelos es mineral heredado de las rocas metamórficas o ígneas que los forman; sólo recientemente se ha

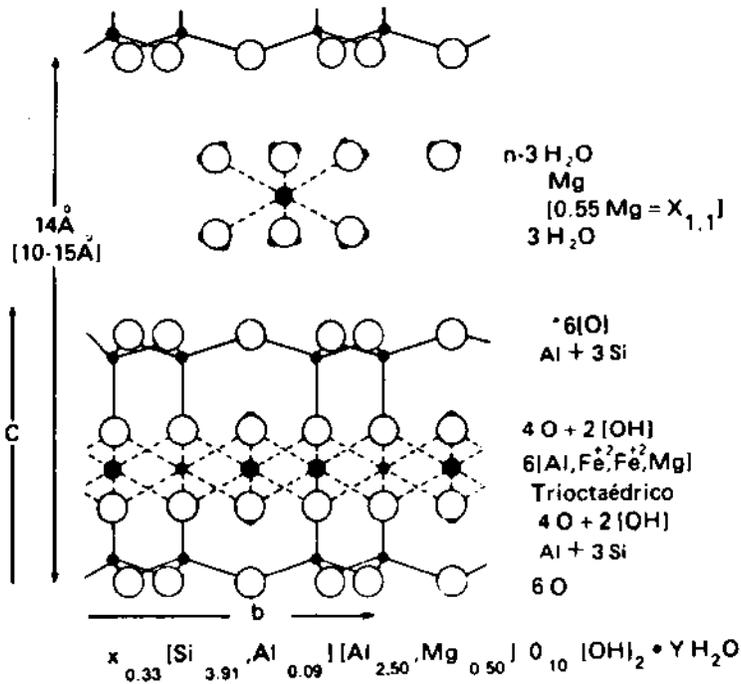


Fig. 1.8. Estructura esquemática de la vermiculita trioctaédrica según Jackson (34).

cómprobado que este mineral, en vez de heredarse, también puede formarse en los suelos (5).

Resultados obtenidos en los últimos años han indicado que las cloritas son ampliamente abundantes en los suelos, aunque como un componente menor de las arcillas. Se ha logrado constatar que son más comunes en Ultisoles y Alfisoles que en otros suelos (6). Han sido identificados en Panamá (13) y son componentes importantes de los suelos salinos y alcalinos de Perú (66).

La capacidad de cambio de estos minerales oscila entre 10 y 40 cmol (+)kg⁻¹ en el ambiente mediano bajo. La estructura es dioctaédrica.

Minerales interestratificados o de capas mezcladas

Con cierta frecuencia sucede que, debido a sus estructuras similares, diferentes minerales de arcilla en suelos forman capas alternas de ellos, incluso dentro del mismo cristal.

Estos conjuntos de silicatos laminares se denominan minerales interestratificados; la mezcla que los forma provoca algunas propiedades que son diferentes a la suma de las propiedades de sus componentes. Sawhney (54) indica que, por ejemplo, la fijación de potasio es más intensa en relación con la existencia de capas interestratificadas de mica y vermiculita, de la que ocurrirá por los componentes individuales. De modo

análogo —y según el mismo autor—, la formación de capas mixtas de vermiculita y esmectitas aumenta la fijación de P en ellas.

Las capas pueden estar mezcladas en tres formas principales:

- a. interestratificación regular de las capas; '
- b. capas mezcladas al azar, sin orden; y
- c. capas separadas en zonas suficientemente amplias, las que son identificables por medio de análisis con rayos X.

Entre los ejemplos para el primer caso se puede mencionar la mezcla regular de capas de mica y vermiculita, y de mica y esmectita, tal como han sido identificadas en suelos por MacEwan y Ruiz Amil (37).

Interestratificaciones de minerales del tipo 2:1 y 1:1 han sido detectadas en Panamá (13). En suelos guatemaltecos con caliza, Popenoe (49) encontró varias interestratificaciones de minerales del tipo 2:1. En la zona del Atlántico de Costa Rica, Fiskell e Iley (25) comprobaron su presencia, mientras que en el sur de Panamá, fueron encontradas por Gamble, Ah Chu y Fiskell (26). En el desierto de Perú fueron identificadas por Zavaleta (66).

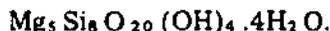
Mac Ewan y Ruiz Amil (37) indican que, en general, los minerales interestratificados son menos comunes en suelos del trópico que en los de regiones templadas.

Minerales fibrosos

Estos minerales se presentan en suelos con pH alto, los que se dan comúnmente en regiones secas donde no hubo procesos de meteorización ácida. Dos condiciones adicionales fomentan la formación de minerales fibrosos, tales son, por una parte, la presencia de carbonatos y, por otra, la existencia de una adecuada salinidad del suelo. Su ambiente natural lo constituyen los Aridisoles.

Estos minerales exhiben una estructura fibrosa bajo el microscopio electrónico. El más conocido entre ellos es la paligorskita, antes llamada atapulgita debido a que su lugar de origen como mineral puro es Attapulgis (Georgia, EE.UU.).

La forma estructural de la paligorskita es:



También ha sido identificada en suelos de la región mediterránea, cuya investigación en los últimos años ha incrementado la información sobre este mineral (47, 67).

Existe un informe sobre la presencia de atapulgita, como de sepiolita (30), en suelos calcaéreos de la región de Las Cruces, en Nuevo México. Se ha encontrado atapulgita, también, en suelos derivados de areniscas calcáreas en el Estado de Sao Paulo, en Brasil; Lepsch, Buol y Daniels (36), fueron quienes detectaron allí la presencia de este mineral e informan que éste se meteoriza dando lugar al apareamiento de esmectitas.

La sepiolita es poco frecuente en suelos. Su fórmula ha sido propuesta como sigue: $\text{Mg}_8 \text{Si}_{12} \text{O}_{30} (\text{OH})_4 (\text{OH}_2)_4 \cdot 8\text{H}_2 \text{O}$. Se la ha encon-

trado en Nuevo México y Australia en suelos con relaciones de agua poco corrientes (30). Se cree que la presencia en suelos tanto de sepiolita como de paligorskita, se debe al desarrollo de su material matriz; es decir, constituyen minerales heredados.

La superficie específica de los minerales anteriores es grande. Las mediciones realizadas demuestran cifras del orden de 140 a casi 400 m² por gramo de arcilla. Esta gran superficie es, posiblemente, la explicación de la intensa retención de agua que se verifica en los suelos con sepiolita.

La capacidad de cambio es entre baja y mediana, mostrando la paligorskita valores menores que la sepiolita; los datos logrados van de cinco a 45 cmol (+)kg⁻¹, según lo informan Zelazny y Calhoun (67).

Las pirofilitas y el talco — aunque este último es poco común en suelos —, también pertenecen a este grupo de minerales.

La pirofilita ha sido identificada en Oxisoles y Ultisoles de Colombia y Brasil; así lo indican León (35), Moura y Buol (45), y Cortez y colaboradores (18). Ambos minerales se caracterizan por una muy baja capacidad de cambio.

Las zeolitas son el tercer grupo de minerales fibrosos. Estas presentan una gran variedad química; algunas de ellas, incluso, son consideradas minerales individuales. En suelos, las zeolitas son poco corrientes y se dan cuando aquellos tienen un pH superior de nueve y contienen carbonato sódico (67).

Las zeolitas poseen áreas superficiales grandes, del orden de 800 m² g⁻¹, y también exhiben una muy alta capacidad de cambio: entre 100 y 300 cmol (+)kg⁻¹.

Silicatos sin estructura cristalina

Estos minerales no poseen la característica tridimensional regular de los cristales, aunque presentan ciertas regularidades en su estructura, especialmente sobre distancias cortas. Se acostumbra considerar no cristalinas o amorfas a aquellas substancias en las que — con los instrumentos a disposición, sobre todo equipo de rayos X — no se puede detectar una estructura cristalina. Se ha observado que no existe una marcada línea divisoria entre los minerales cristalinos y aquellos sin estructura de ese tipo.

Se examinarán aquí los minerales siguientes:

alofán	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
hissingerita	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
imogolita	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$

La imogolita consiste de unidades paracristalinas monodimensionales similares al alofán. Estas dos substancias son importantes en suelos derivados de cenizas volcánicas y piedra pómez meteorizada. La formación es favorecida por un clima húmedo y muy húmedo, ya que en condiciones de sequedad y húmedas alternas, se induce la formación de minerales cristalinos y especialmente de la haloisita (49).

El alofán

Aunque diferentes autores usan el término alofán en forma distinta, aquí se empleará la definición de Besoain (8) según la cual "El alofán es un término general que designa un aluminio-silicato no cristalino o poco cristalino, más ordenado que el vidrio, altamente hidratado, amorfo a rayos X, con una composición variable, pero formada básicamente por óxido de aluminio, sílice y agua, siendo la razón molecular de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ entre 0.5 y 2".

Bajo el microscopio electrónico este mineral aparece como un conjunto de partículas esferoides que forman agregados irregulares muy pequeños.

La superficie específica del alofán es muy grande, del orden de $500 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$; se sabe, además, que el material tiene una gran porosidad. Ambas propiedades explican la gran capacidad de adsorción de esta sustancia.

Las propiedades de cambio de este mineral dependen del pH del medio. En un medio fuertemente ácido predominan las cargas positivas del sistema y el material presenta una fuerte adsorción de aniones, —alrededor de $50 \text{ cmol (+) kg}^{-1}$ es negativo— con adsorción despreciable de cationes. Por el contrario, en medios con pH alto, aumenta la carga negativa, lo que resulta en la adsorción de más de $100 \text{ cmol (+) kg}^{-1}$ mientras que desaparece la de aniones.

Según Wada (59), la interacción de aniones con el alofán involucra tres reacciones diferentes; adsorción no específica, adsorción específica y descomposición de los materiales adsorbentes causada por los iones adsorbidos.

La primera de las reacciones mencionadas es adsorción electrostática, debido a las cargas positivas en la superficie del mineral.

La adsorción específica se refiere a la incorporación del anión en la capa de coordinación de un átomo de Al o Fe; evidentemente estos aniones no serán cambiables. Se sabe que en los diferentes fosfatos, el fluoruro, el silicato, el arsenato, el selenito y el molibdato, son algunos de los aniones los que entran en adsorción específica. Como resultado de estas reacciones, como es bien conocido, los suelos con alofán inmovilizan grandes cantidades de aniones, lo que es de considerable importancia para su abonamiento.

Por medio de la tercera reacción, como lo demostró Wada (59), ocurre una transformación del alofán con los fosfatos en tarakanitas.

También se sabe que cuando aniones fuertemente adsorbidos como el fluoruro son agregados al suelo se liberan amplias cantidades de OH. Fieldes y Perrott (24) propusieron aprovechar esta reacción como prueba rápida para el alofán en suelos. La prueba consiste en agregar 50 ml de NaF IN a 1 gramo de suelo; si en el término de dos minutos el pH llega a 9.4 o más, quiere decir que el suelo tiene un apreciable contenido de alofán.

El alofán es un fuerte adsorbente de sustancias orgánicas. Se cree que las llamadas fuerzas de Van der Waals tienen un papel importante en esta adsorción. Como resultado, la degradación de sustancias orgánicas puede ser retrasada, como lo demuestra la acumulación de materia orgánica en los horizontes A. Parece que la presencia de Al en forma

moderadamente soluble, contribuye a esta estabilización, según lo demostraron Wada e Higoshi (61).

Este mineral se encuentra en suelos con baja densidad específica y alta capacidad de retención de agua. El análisis mecánico de estos suelos es muy difícil debido a la formación de agregados secundarios. Si se les seca al aire se puede destruir gran parte, pero no toda la materia orgánica presente, con H_2O_2 .

El alofán es un mineral característico de los suelos derivados de cenizas volcánicas. Los Andepts son típicos en las cadenas volcánicas de toda América; en Centroamérica han sido ampliamente identificados, igual que en Colombia y Chile (1, 7, 8, 10, 12, 15, 25, 26 36, 43).

La hisingerita

Como se observa en su fórmula, este mineral es el análogo del alofán, en el cual el Fe(III) substituye al Al. En la práctica, se considera a los dos minerales como formas extremas de una serie de composiciones intermedias, en gran parte dependientes de la composición del material inicial de las cenizas. Las propiedades son virtualmente semejantes a aquéllas del alofán expuestas anteriormente.

La imogolita

Este mineral consiste en unidades de estructura donde predomina una dimensión, presentándose en formas filamentosas con diámetros entre diez y 30 nm y unas mil veces más largos. La superficie específica de la imogolita es posiblemente la más alta de todos los minerales, entre 1 400 y 1 500 $m^2 g^{-1}$, según Wada y Harvard (60).

Con frecuencia, acompaña al alofán en Andosoles, como por ejemplo lo demostraron Aomine, Inoue y Mizota (3) en el caso de los trumaos de Chile.

OXIDOS Y OXIDOS HIDRATADOS EN SUELOS

Estos compuestos surgen como resultado de los procesos de meteorización de suelos, especialmente de aquéllos que se dan en estados avanzados de su desarrollo, como en el caso de los Oxisoles y Ultisoles.

Como la división entre óxidos, hidróxidos y oxihidróxidos no es muy definida, aquí se les examinará en conjunto. Se verán los derivados oxigenados de los cationes de Al, Fe, Mn y Ti en suelos. Un resumen de estos compuestos se presenta en el Cuadro 1.10. En él se puede observar que hay una gran variedad y variación de compuestos que pueden ser componentes principales de la fracción inorgánica del suelo, como en el caso de los Oxisoles.

Oxidos de aluminio

Cuando los silicatos se descomponen por medio de los procedimientos de meteorización, el aluminio precipita primero como gibbsita debido a la gran insolubilidad de ésta. La precipitación inicial —que se puede escribir $Al(OH)_3 \cdot 4H_2O$ — incluye un volumen apreciable de agua y en general es amorfo. Con el tiempo ocurre una cristalización y se forman octaedros que tienen el Al como átomo central y entre dos láminas de hidróxidos, en forma dioctaédrica.

Cuadro 1.10. Oxidos de Al, Fe, Mn, y Ti en los suelos (39).

Hierro		Aluminio	
Nombre	Fórmula	Nombre	Fórmula
Goetita	$\alpha\text{FeO(OH)}$	Boehmita	$\gamma\text{-Al(OH)}$
Lepidocrocita	$\gamma\text{FeO(OH)}$	Diaspora	$\alpha\text{-Al(OH)}$
Magnetita	Fe_3O_4	Gibbsita o Hidrargilita	$\gamma\text{-Al(OH)}_3$
Hematita	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	Bayerita	$\alpha\text{-Al(OH)}_3$
Maghemita	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$	Corindón	$\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$
Ferrihidrita	$5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$		

Manganeso		Titanio	
Nombre	Fórmula	Nombre	Fórmula
Criptomelano	$\text{K}_2\text{Mn}_6\text{O}_{16}$	Rutilo	TiO_2
Manganita	$\gamma\text{MnO(OH)}$	Anatasa	TiO_2
Hausmannita	Mn_3O_4	Ilmenita	TiO_2FeO
Bixbita	$\alpha(\text{Fe,Mn})_2\text{O}_3$		
Pirolusita	βMnO_2		

La gibbsita es un mineral que a 25°C presenta una solubilidad de $1.9 \cdot 10^{-33}$; se trata, además, de la única forma común en suelos, alcanzando hasta el 30% en algunos Oxisoles, de acuerdo con el resumen sobre óxidos de aluminio publicado por Hsu (31).

En condiciones metamórficas de calentamiento a bajas temperaturas, la gibbsita puede deshidratarse y formar boehmita. Esta última y los otros óxidos, excepto la gibbsita, no son comunes en suelos.

El hidróxido de Al es un poderoso adsorbente de aniones, los cuales se unen con fuerzas variables. El fosfato es el más retenido; el segundo lugar lo ocupa el sulfato. Hsu propone un esquema que clasifica los aniones adsorbidos por hidróxidos de Al, en las siguientes cuatro categorías (31):

- Aniones con afinidad débil, como NO_3^- o Cl^- , los cuales están presentes sólo en la capa difusa alrededor de las arcillas, excepto en sistemas totalmente deshidratados.
- Aniones con afinidad moderada como el sulfato. Este último anión presenta quémisorción sobre la superficie del hidróxido de Al y cambia las aguas presentes en una aparente liga. Estos intercambios ocurren solamente en el medio ácido, a partir de la carga potencial cero de la gibbsita.
- Aniones con afinidad fuerte, como los fosfatos. Aquí la afinidad para el Al^{+3} es lo suficientemente fuerte como para substituir el OH y liberar hidrógenos del fosfato; por esta razón la adsorción ocurre en todos los ámbitos de pH.

- d. **Aniones con una afinidad muy fuerte, como el fluoruro.** Estos no solamente remueven OH de la superficie, sino que pueden, además, romper enlaces Al-OH-Al, destruyendo la estructura.

Como resultado de la acción del fosfato se han obtenido rupturas similares a las que producen los aniones de la categoría cuatro. Este fenómeno suele ocurrir, especialmente, en la vecindad de abonos aplicados; es decir, en condiciones de alta concentración de fosfato.

También se sabe que los óxidos de Al contribuyen a la estabilización de los agregados del suelo. Se supone que en este aspecto, son importantes las interacciones con la materia orgánica; Edwards y Bremner (21) han propuesto el siguiente esquema de unión para aplicar el fenómeno:

arcilla-(Al, Fe)-materia orgánica-(Al, Fe)-arcilla

Oxidos de hierro

Al meteorizarse, muchos minerales primarios —como las biotitas, piroxenos y olivinos— liberan hierro, el cual comúnmente se oxida al estado de Fe (III) en este ambiente.

Los óxidos de hierro se presentan, en este medio, en forma bien distribuida, con lo cual contribuyen a determinar, decisivamente, el color de los suelos; también se pueden presentar en forma acumulada, como concreciones exclusivas de hierro o mezclas de hierro con otros cationes como el Mn. Estos óxidos tienen una apreciable influencia sobre las propiedades químicas y físicas de las tierras en que se presentan en proporciones altas. Los óxidos de hierro son sitios de adsorción que deben ser tomados en cuenta por aniones y cationes; de este modo influyen en la nutrición de plantas.

Una forma muy común del óxido de hierro es la goetita, la que cristaliza en agujas y le da al suelo colores pardoamarillentos; una variedad muy finamente dividida y altamente hidratada es la limonita, la que da colores amarillentos. La goetita está muy difundida pero es un componente particularmente importante de los Oxisoles. Presentándose en todas las condiciones climáticas, se forma al precipitarse Fe (III) de sus soluciones o al oxidarse el Fe (II), esto último especialmente en presencia de carbonatos.

La segunda forma común de los óxidos de Fe es la hematita, la que forma cristales laminares de color rojo sangre. Es muy frecuente en suelos bien desarrollados y en condiciones relativamente secas. En aquellas regiones donde se dan tanto la goetita como la hematita, la presencia de la última caracteriza las partes más calientes y más secas.

La ferrihidrita aparece en los suelos cuando el hierro se oxida y precipita en presencia de altos niveles de materia orgánica. Es común que, a la larga, se transforme en otros óxidos, de acuerdo con el ambiente del suelo.

La lepidocrocita se forma en suelos hidromórficos en ausencia de carbonatos, se la reconoce por su color anaranjado.

La maghemita es común en suelos fuertemente meteorizados, en un clima tropical y subtropical, particularmente con rocas ígneas básicas. Es de color pardorrojizo y presenta ferromagnetismo. La formación de este mineral —aún no muy bien comprendido— requiere altos niveles de Fe.

La magnetita es un producto residual que a veces se encuentra en los suelos, como resultado de la meteorización. Dada su gran estabilidad, este mineral puede acumularse en cantidades apreciables en suelos fuertemente meteorizados.

En general, los óxidos de Fe tienen bajas capacidades de cambio, y sus cargas son dependientes del pH del medio. Son, no obstante, poderosos adsorbentes de aniones y de cationes, particularmente de oligoelementos.

Existe vasta información pormenorizada sobre la química de los óxidos de Fe; para estudiarlos aquí se recomienda el resumen de Schwertman y Taylor (56) y el capítulo de oligoelementos de este volumen.

Oxidos de manganeso

Cuando se meteorizan silicatos que contienen Mn —como anfíboles y piroxenos— se oxida este último elemento y se forman precipitados oscuros y complejos.

De acuerdo con McKenzie (41) hay dos razones que explican la importancia de los óxidos de manganeso como componentes de los suelos. La primera razón es que el Mn es un nutrimento esencial para las plantas, siendo su disponibilidad controlada en gran parte por procesos de redox en suelos que involucran estos óxidos; los detalles de estos procesos se discutirán en el Capítulo Doce. La segunda razón es que los óxidos e hidróxidos de Mn tienen una apreciable capacidad para adsorber elementos pesados y de este modo pueden controlar su disponibilidad para las plantas; esto es especialmente importante en el caso del cobalto, elemento esencial para la nutrición animal. Comúnmente, estos óxidos se presentan en forma de depósitos sobre otras unidades en suelos, con frecuencia mezclados con óxidos de hierro en nódulos.

La mineralogía de los óxidos de Mn es complicada. Aunque McKenzie indica a catorce de ellos (41), sólo tres —la biernesita, de composición variable, la litoforita $[(Al, Li) MnO_2(OH)_2]$ y la hollandita (Ba, Mn, O_{16}) — se identifican como los óxidos cristalinos más comunes en suelos; otras variedades como la pirolusita (MnO_2) y la todorokita —también llamada busserita y de composición variable— se presentan con menos frecuencia.

Los minerales de manganeso en los suelos tienen una alta superficie específica y poseen una carga negativa apreciable; esto contribuye a su capacidad de concentrar oligoelementos, en niveles muy superiores a los que se encuentran en el suelo que los rodea.

Oxidos de titanio

La meteorización de silicatos que contienen Ti, como la anfíbolita, libera este último elemento; el que comúnmente precipita como TiO_2 .

La anatasa —que representa la forma secundaria del óxido de Ti— se forma por su síntesis en el suelo. El rutilo, mientras tanto, es residual.

Debido a que el rutilo y la ilmenita son minerales muy resistentes a la meteorización, se acumulan en suelos fuertemente desarrollados, en los que su concentración puede alcanzar una proporción muy elevada.

En esta segunda edición se decidió no examinar los métodos para determinar los minerales secundarios, en consideración con el hecho de que ya existe una apropiada literatura en castellano que lo hace, como los trabajos de Besoain (9) y de Malagón (39).

RESUMEN

- a. Se inicia este capítulo con una descripción de los materiales de los cuales se derivan los suelos y un examen de las principales formaciones de rocas que componen la superficie terrestre. Se presenta información sobre las rocas más importantes y su constitución porcentual, analizándose con más detalle las rocas ígneas y su composición química en comparación con la del total de los suelos.
- b. También se exponen datos sobre los otros componentes de la corteza, como las rocas sedimentarias y metamórficas.
- c. Una sección del capítulo se dedica al estudio de los minerales primarios en los suelos, haciendo énfasis en los silicatos, sus estructuras y distribución en la roca madre.
- d. En otra sección se suministra información sobre la meteorización de los minerales primarios, incluyendo los procesos principales de la meteorización geoquímica como de la meteorización edafoquímica. Se consideran los factores que influyen sobre estos procesos y la resistencia de los minerales a ellos.
- e. Los minerales secundarios principales, tanto cristalinos como amorfos, son tratados con bastante detalle, destacándose sus propiedades químicas y las consecuencias de ellas para el manejo de los suelos. Se presenta información sobre la existencia de estos minerales en diferentes suelos, especialmente en los de América Central. Se incluye aquí bibliografía reciente sobre grupos de minerales poco estudiados previamente, como los minerales fibrosos, los que no solamente contribuyen a la formación de suelos en regiones muy secas, sino también a la de otros, como parecen demostrarlo investigaciones realizadas en los últimos años.
- f. Finalmente se analizan los óxidos y óxidos hidratados en los suelos, cuya importancia se constata en forma creciente.

BIBLIOGRAFIA

1. AGUILERA, N. Distribución geográfica y características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de México. *In* Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina, Turrialba, Costa Rica, 1969. pp. A.6.1-A.6.12.
2. AHMAD, N.; JONES, R.L. Genesis, chemical properties and mineralogy of Caribbean grumosols. *Soil Sci.* 107(3): 166-174. 1969.
3. AOMINE, S.; INOUE, A.; MIZOTA, C. Imogolite of Chilean volcanic ash soils. *Clay Science (Japan)* 4: 95-103. 1972.
4. BACH, R. Mineralogy of soil potassium. Report on the First Working Session. *In* Potassium in soils, Proc. 9th Colloquium of Internl. pp. 67-71. Potassium Inst., Landshut, Alemania Federal, 1972.
5. BAILEY, S.W. Chlorites. *In* Gieseking, J.S., Ed., Soil Components, v.2 Inorganic Components, New York, USA, Springer Verlag, 1975. pp. 91-263.
6. BARNISHEL, R.I. Chlorites and hydroxy interlayered vermiculite and smectite. *In* Dixon, J.B. y Weed, S.B., Eds. Minerals in soil environments. Madison, U.S.A., Soil Sci. Soc. Am. Publ., 1977. pp. 331-356.
7. BESOAIN, E. Volcanic ash soils of Chile. *In* Meeting on the classification and correlation of soils from volcanic ash. FAO-UNESCO World Soil Resources Report n°14, 1964. pp. 92-93.
8. _____, E. Mineralogía de arcillas de algunos suelos volcánicos de Costa Rica. *In* Blasco M. y Guerrero, R. Eds. II Panel sobre suelos volcánicos de América. Pasto, Colombia, Univ. de Nariño, IICA, OEA, 1972. pp. 249-278.
9. _____, E. Mineralogía de arcillas de suelos. Costa Rica, Editorial IICA. 1985. 1205 p.
10. BLASCO, M.; WEIR, A.H.; CATT, J.A.; OMEROD, E.C. Mineralogy of the soils of the Rio Cauca Valley, Columbia. *Turrialba* 19(3):332-339. 1969.
11. BORCHARDT, G.A. Montmorillonite and other smectite minerals. *In* Dixon J.B., y Weed, S.B., Eds. Minerals in soil environments. Madison, USA, Soil Sci. Soc. Am. Publ. 1977. pp. 293-330.
12. BORNEMISZA, E. Minerales de arcilla en suelos centroamericanos y de Panamá. *Turrialba* 19:97-102. 1969.
13. BROWN, J.W.; WOLFSCHOON, T.A. Some chemical and physical properties of representative soils of the Republic of Panama. Madison, USA, 7th Internl. Congr. Soil Sci., 4:271-277, 1960.
14. BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; MC CRACKEN, N.J. Soil genesis and classification. Ames, Iowa, USA, Iowa State Univ. Press, 1973. 360 p.
15. CALHOUN, F.G.; CARLISLE, V.W.; LUNA, C. Properties and genesis of selected Columbian Andosols. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36:480-485. 1972.
16. CLARKE, F.W. The data of geochemistry. 5 ed. US Geological Survey Bull. n° 770, 1924. p. 841.
17. COLLINS, G. *In* Blake, A., Ed. Principles of agriculture, Sidney, Sidney Univ. Press, 1968.

18. CORTEZ, R.B.; JIMENEZ, J.; REY, J.A. Génesis, clasificación y aptitud de explotación de algunos suelos de la Orinoquia y la Amazonia colombianas. Bogotá, Univ. de Bogotá, J.T. Lozano, 1973. 185 p.
19. DIXON, J.B. Kaolinite and serpentine group minerals. In Dixon, J.B. y Weed, S.B. Eds. Minerals in soil environments. Madison, USA, Soil Sci. Soc. Am. Publ., 1977. pp. 357-403.
20. DOUGLAS, L.A. Vermiculites. In Dixon, J.B., y Weed, S.B., Eds. Minerals in soil environments, Madison, USA, Soil Sci. Soc. Am. Publ., 1977. pp. 269-292.
21. EDWARDS, A.P.; BREMNER, J.M. Microagregates in soils, J. Soil Sci 18:64-73. 1967.
22. EL-NAHAL, M.A.; WHITTING, L.D. Cation exchange behaviour of zeolitic sodic soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37:956-958. 1973.
23. FANNING, D.S.; KERAMIDAS, V.Z. Micas. In Dixon, J.B. y Weed, S.B. Eds. Minerals in soil environments. Madison, USA, Soil Sci. Soc. Am. Publ. 1977. pp. 196-258.
24. FIELDS, M.; FERROTT, U.W. The nature of allophane in soils. Part 3. Rapid field and laboratory test for allophane. New Zealand J. Sci. 9:623-629. 1966.
25. FISKELL, J.G.A.; ILEY, J.R. Report on the clay fraction of Costa Rican soils. Mimeo Report, Gainesville, Fla., Univ. of Florida, 1961. sp.
26. GAMBLE, J.T.; AH CHU, R.; FISKELL, J.G.A. Soils and agriculture of Eastern Panama and Northwestern Columbia. Bioscience (USA) 19(6): 529-531. 1969.
27. GIESE JUNIOR, R.F. Interlayer bonding in Kaolinite, dickite and nacrite clays. Clay Mineralogy 21: 145-149. 1973.
28. GONZALEZ-BONORINO, F. Introducción a la geoquímica. Washington, OEA, Programa Regional de Desarrollo Científico y Tecnológico, 1972. 140 p.
29. HARDY, F. Suelos tropicales (Pedología Tropical) con énfasis en América. México D.F., Herrero Hnos. 1970. 334 p.
30. HOROWITZ, A.; MAKITIE, O.A. Observações sobre algumas argilas dos solos do Nordeste. I. Solos de região do medio Sao Francisco. Ministerio de Agricultura, Inst. de Pesquisas e Experimentação do Nordeste. Boletim Técnico nº21, 1963. 36 p.
31. HSU, P.H. Aluminum hydroxides and oxyhydroxides. In Dixon, J.B. y Weed S.B. Eds. Minerals in soil environments. Madison, USA, Soil Sci. Soc. Am. Publ., 1977. pp. 99-143.
32. JACKSON, M.L. Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to factors of soil formation. 6th Conf. Clays and clay Minerals. Nueva York, USA, Pergamon Press, 1959. pp. 133-146.
33. ———. Chemical composition of soils. In Bear, F.E., Ed. Chemistry of the soil. 2 Ed. Nueva York, Reinhold Publ., 1964. pp. 71-141.
34. ———; SHERMAN, G.D. Chemical weathering of mineral soils. Adv. Agron. 5:219-318. 1953.

35. LEON, A. Estudios químicos y mineralógicos de diez suelos colombianos. *Agric. Trop. (Colombia)* 20:442-451. 1964.
36. LEPSCH, T.F.; BUOL, S.W.; DANIELS, R.B. Soil-landscape relationships in the Occidental Plateau of San Paulo State, Brazil — II. Soil morphology, genesis and classification. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41(1): 109-115. 1977.
37. MAC EWAN, D.M.C.; RUIZ AMIL, A. Interstratified clay minerals. In Gieseking, J.E. Ed. *Soil Components, v.2, Inorganic Components*, Nueva York, USA, Springer Verlag, 1975. pp. 265-334.
38. MACKENZIE, R.C. The classification of soil silicates and oxides. In Gieseking, J.E. Ed. *Soil Components, v.2, Inorganic Components*, Nueva York, USA, Springer Verlag, 1975. pp. 1-25.
39. MALAGON CASTRO, D. Fundamentos de mineralogía de suelos. Mérida, Venezuela, Centro Interam. para el Desarrollo Integral de Aguas y Tierras. 1979. 747 p.
40. MARTINI, J.A. Chemical, mineralogical and physical properties of seven surface soils from Panama with special reference to cation exchange capacity and potassium status. Ph. D. Dissertation, N.Y. Cornell Univ., 1966. 190 p.
41. MC KENZIE, R.M. Manganese oxides and hydroxides. In Dixon, J.B., Weed, S.B., Eds. *Minerals in soil environments*. Madison, USA, Soil, Sci. Soc. Am. Publ. 1977. pp. 181-193.
42. MEJIA, G.; KOHNKE, H.; WHITE, J.L. Clay mineralogy of certain soils of Colombia. *Soil Sci. Soc. Am., Proc.* 32(5):665-670. 1968.
43. MERING, J. Smectites. In Gieseking, J.E. Ed. *Soil Components, v.2, Inorganic Components*, Nueva York, USA, Springer Verlag, 1975. pp. 97-119.
44. MOHR, E.C.J.; BAREN, F.A. VAN. *Tropical soils*. N.Y. Interscience, 1954. 498 p.
45. MOURA FILHO, W.; BUOL, S.W. Studies of a Latosol Roxo (Eustrustox) in Brazil: Clay Mineralogy. *Experientiae* 13: 218-234. 1972.
46. MUIR, A. Notes on the soils of Syria. *J. Soil Sci.* 2: 163-183. 1951.
47. OADES, J.M. The nature and distribution of iron compounds in soil. *Soils Fert.* 26:69-80. 1963.
48. PARFITT, R.L.; RUSSELL, M.; ORBELL, G.E. Weathering sequence of soils from volcanic ash involving allophane and halloysite, New Zealand. *Geoderma* 29: 41-57, 1983.
49. POPENOE, H. Effects of shifting cultivation on natural soil constituents in Central America. Ph.D. Dissertation. Univ. of Florida, 1960. 164 p.
50. RENEAU JUNIOR, R.B.; FISKELL, J.G.A. Mineralogical properties of clays from Panama soils. *Soil Sci. Soc. Am., Proc.* 36(3): 501-505. 1972.
51. RICH, C.I.; REINCHENBACH, H. GRAF VON. Fine grained micas in soils. In Gieseking, J.E., Ed. *Soil Components, v.2, Inorganic Components*, Nueva York, USA, Springer Verlag, 1975. pp. 59-95.
52. ROGERS, L.E.R.; QUIRK, J.P.; NORRISH, K. Occurrence of an aluminum-sepiolite in a soil having unusual water relationships. *J. Soil Sci.* 7:177-184. 1956.

53. RONOY, A.B.; YAROSHEVSKY, A.A. Chemical composition of the Earth's crust. *In* Hart, P.J., Ed. *The Earth's Crust and Upper Mantle*, USA, Am. Geophys. Union, 1969. pp. 37-57.
54. SAWNHEY, B.L. Interstratification in layer silicates. *In* Dixon, J.B., y Weed, S.B. Eds. *Minerals in soil environments*. Madison, USA, Soil Sci. Soc. Am. Publ. 1977. pp. 405-434.
55. SCHEFFER, F.; SCHACHTSCHABEL, P. *Lehrbuch de Bodenkunde*. 11 ed., Stuttgart, F. Enke, 1982. 442 p.
56. SCHWERTMAN, U.; TAYLOR, R.M. Iron oxides. *In* Dixon, J.B., y Weed, S.B., Eds. *Minerals in soil environments*. Madison, USA, Soil Sci. Soc. Am. Publ. 1977. pp. 145-180.
57. SWINDALE, L.D. The cristallography of minerals of the kaolin group. *In* Gieseking, J.E. Ed. *Soil Components*, v.2, Inorganic Components. Nueva York, USA, Springer Verlag, 1975. pp. 121-154.
58. VAN DEN HEUVEL, R.C. The occurrence of sepiolite and attapulgite in the calcareous zone of a soil near Las Cruces, New Mexico. *Clays. Clay Miner.* 13: 193-207. 1966.
59. WADA, K. Reaction of phosphate with allophane and halloysite. *Soil Sci.* 87: 325-330. 1959.
60. _____ HARVARD, M.E. Amorphous clay constituents of soils. *Adv. Agron.* 26: 211-260. 1974.
61. _____; HIGOSHI, T. The categories of aluminum iron-humus complexes in Ando soils determined by selective dissolution. *J. Soil Sci.* 27: 357-368. 1976.
62. _____. Allophane and imoglite. *In* Dixon, J.B. y Weed, S.B. Eds. *Minerals in soil environments*. Madison, USA, Soil Sci. Soc. Am. Publ. 1977. pp. 603-638.
63. WALKER, G.F. Vermiculites. *In* Gieseking, J.E. Ed. *Soil Components*, v.2, Inorganic Components. Nueva York, USA, Springer Verlag, 1975. pp. 155-189.
64. WEAVER, C.E.; POLLARD, L.D. *The chemistry of clay minerals*. Nueva York, USA, Elsevier Sci. Publ. Co. 1973. 213 p.
65. WILDING, L.P.; SMECK, N.E.; DREES, L.R. Silica in soils: Quartz, Cristobalite, Tridymite, and Opal. *In* Dixon, J.B. y Weed, S.B., Eds. *Minerals in soil environments*. Masison, USA, Soil Sci. Soc. Am. Publ. 1977. pp. 471-552.
66. ZAVALETA, A. Saline and alkali soils in Peru Agroklam. *Talajt.* 18 (Supl.): 169-180. 1969.
67. ZELAZNY, L.W.; CALHOUN, F.G. Palygorskite (attapulgite), sepiolite, talc, pyrophyllite and zeolites. *In* J. Dixon, J.B. y Weed, S.B. Eds. *Minerals in soil environments*. Madison, USA, Soil Sci. Soc. Am. Publ., 1977. pp. 435-470.

CAPITULO 2

COMPONENTES ORGANICOS Y ORGANOMINERALES DE LA FASE SOLIDA DEL SUELO

DEFINICION, CONCEPTOS, CLASIFICACION E IMPORTANCIA

Los conceptos de materia orgánica y humus

La materia orgánica está constituida por los compuestos de origen biológico que se encuentran en el suelo. El edafón consiste en los organismos vivos del suelo: o sea, flora y fauna. El humus está compuesto por los restos *postmortem* de vegetales y animales que, depositados en el suelo, son constantemente sometidos a procesos de descomposición, transformación y resíntesis.

El concepto sobre el humus componente del suelo difiere un poco entre algunos autores: Scheffer y Ulrich (75), Stevenson (82) y Kononova (57) lo definen como la totalidad de restos *postmortem* presentes en el suelo; McLaren y Peterson (63) lo describen como el conjunto de aquellos componentes difícilmente mineralizables que se acumulan en el suelo.

Según la recomendación de la *Soil Science Society of America*, la materia orgánica del suelo se define en los términos siguientes: "... fracción orgánica del suelo que incluye residuos vegetales y animales en diferentes estados de descomposición, tejidos y células de organismos que viven en el suelo y sustancias producidas por los habitantes del suelo. Esta fracción se determina en general en suelos que pasan por un tamiz con malla de 2.0 mm".

En esta definición —aceptada por muchos edafólogos—, el concepto de materia orgánica es una categoría muy amplia que incluye tanto a los materiales muy poco alterados como a aquellos otros que sí han experimentado profundos cambios en el suelo.

La parte más estable de esta materia orgánica del suelo se llama humus, la que la misma sociedad ya citada define como: "la fracción más o menos estable de la materia orgánica del suelo, la que se obtiene después que se ha descompuesto la mayor parte de las sustancias vegetales o animales añadidas al suelo. Comúnmente es de color oscuro". Este color oscuro es más frecuente en las zonas templadas que en los trópicos, espacio este último donde el humus no siempre da color al suelo.

En todo caso, la fuente originaria de la materia orgánica y del humus está formada por los residuos animales y, especialmente, vegetales que cubren el suelo. La vegetación consta de tallos, hojas, flores y frutos, los que al depositarse en la superficie del suelo constituyen la hojarasca o mantillo; cada uno de estos componentes tiene una composición química específica. En la mineralización, los residuos sufren un proceso de degradación o descomposición hasta de los componentes elementales de las proteínas, carbohidratos y otros. Los productos resultantes pueden ser objeto de nuevos procesos de resíntesis y polimerización, dando lugar a nuevos agregados químicos que reciben el nombre de ácidos húmicos que poseen características y propiedades específicas; este proceso recibe el nombre de humificación.

Clasificación de las sustancias húmicas

El humus se puede clasificar desde diversos puntos de vista. Los criterios más importantes que se utilizan para ello son: su morfología, sus formas en la naturaleza y su composición química. La clasificación morfogenética, propuesta por Kubiena, se basa en los aspectos macro y micromorfológicos del humus en la naturaleza. En las condiciones ecológicas de un suelo se desarrolla un tipo determinado de vegetación, lo que hace que los restos que se depositan en él tengan, igualmente, una composición específica; finalmente, y por la acción de los microorganismos desarrollados en ese medio, se producen determinados tipos de humus (ver Cuadro 2.1).

Cuadro 2.1 Formas del humus, clasificación morfogenética. (Según Scheffer y Ulrich (75)).

Condición nutritiva	Tipos del humus según la condición o régimen hídrico		
	Subhídricos	Semiterrestres	Terrestres
Distrofia	<i>dy</i>	turbera baja	humus bruto
Oligotrofia	<i>gyttja</i>	turbera alta	<i>moder</i>
Eutrotrofia	<i>sapropel</i>	<i>anmoor</i>	<i>mull</i>

De acuerdo con el contenido de agua en un medio, se pueden considerar condiciones subhídricas, semiterrestres y terrestres. En condiciones nutritivas no muy favorables (distrofia) lo que se produce es sólo acumulación de los restos vegetales y animales depositados en el suelo, efectuándose una descomposición muy limitada. Se conocen algunas formas de humus que aparecen en condiciones distróficas, como el *dy*(*), las turberas y el humus bruto, las que dependen de las condiciones hídricas del suelo.

- * Términos no traducidos al español y aceptados por el Vocabulario Multilingüe de las Ciencias del Suelo, FAO, 1960, 429 p.
- * Términos no traducidos al español y aceptados por el Glosario de Términos en Ciencias del Suelo. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 29:330-351, 1965.

Al mejorar las condiciones nutritivas del suelo (eutrofia), se desarrollan una flora y una fauna más favorables y, de este modo, aumenta el grado de descomposición de los residuos y avanza la organización del humus; con estas características se conocen algunas formas de humus denominadas *sapropel* (*), *anmoor* (*) y *mull* (*). En condiciones intermedias de nutrición aparecen formas denominadas *gyttja* (*), turbera alta y *moder* (*).

En los suelos forestales y en los explotados agrícolamente, con frecuencia se presentan condiciones hídricas favorables, que permiten las formaciones de humus del tipo terrestre. El humus reciente representa a los restos vegetales intactos que se han acumulado en la superficie del suelo por depósito; así se forma la capa con mantillo. Dentro del mantillo se diferencian tres capas:

Capa O_L (L, primera letra de *litter* = hojarasca); con residuos vegetales que exhiben estructuras inalteradas.

Capa O_F (F, primera letra de *fermentation* = alteración): con residuos vegetales en proceso de transformación.

Capa O_H (H, primera letra de humus): con acumulación de productos de resíntesis de naturaleza húmica.

En función de las características de la capa completa y de las subcapas O_L, O_F y O_H, se distinguen tres términos para caracterizar los tipos de mantillo: *mull*, *moder* y humus bruto. En el caso del *mull* los procesos de transformación son rápidos si se presentan altas temperaturas y condiciones edafológicas óptimas. En el caso del humus bruto, la velocidad de transformación disminuye rápidamente, debido a lo cual el proceso puede durar entre diez y 20 años. El *moder* se considera como un estado intermedio.

En una segunda clasificación se hace hincapié en la composición química de los componentes del humus y en sus propiedades químicas, físicas y fisicoquímicas.

La composición química de la materia orgánica es muy heterogénea, pues la cantidad de compuestos químicos que se presenta es infinita. Los restos vegetales y animales son polímeros de compuestos orgánicos que durante el proceso de su transformación son, primeramente, degradados y despolimerizados hasta sus constituyentes básicos; como en este proceso se produce la formación de componentes inorgánicos (N, P, S), se le da el nombre de mineralización, y los productos orgánicos resultantes constituyen la fracción de materia orgánica no alterada. A través del proceso de humificación subsiguiente, y por medio de síntesis microbiológicas, se producen nuevos componentes, generalmente de coloración oscura y con alto grado de polimerización; estos son los que constituyen la fracción denominada edáfica, por ser propia de los procesos de reorganización ocurridos en el suelo.

* Términos no traducidos al español y aceptados por el Glosario de Términos en Ciencias del Suelo. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 29:330-351, 1965.

* Términos no traducidos al español y aceptados por el Vocabulario Multilingüe de las Ciencias del Suelo, FAO, 1960. 429 p.

Los ácidos húmicos se clasifican tomando como base su solubilidad en diferentes solventes; así aparecen tres grupos: ácidos fúlvicos, ácidos húmicos y huminas (Cuadro 2.2).

Cuadro 2.2. Clasificación y propiedades de los ácidos húmicos. (Según Scheffer y Ulrich (75)).

Características	Acidos fúlvicos	Acidos húmicos			Humina
		Acido himatomelánico	Acido húmico pardo	Acido húmico gris	
Color	amarillo amarillo- marrón	marrón	marrón oscuro	gris-negro	negro
Solubilidad en:					
bromuro de acetilo	soluble	soluble	insoluble	insoluble	insoluble
agua	soluble	insoluble	insoluble	insoluble	insoluble
alcohol	soluble	soluble	insoluble	insoluble	insoluble
soda	soluble	soluble	soluble	soluble	insoluble
Precipitabilidad con ácidos en extractos de soda	no factible	condicional	factible	muy factible	—
Contenido de C	43-52%	58-62%	50-60%	58-62%	nd.
Peso molecular aproximado	100	150-200	300	250	nd.

Aumento de la profundidad del color.
 Aumento del tamaño de partículas.
 Aumento del grado de polimerización.
 Aumento del peso equivalente.
 Aumento del peso molecular total.
 Disminución de la solubilidad.
 Disminución del carácter ácido.

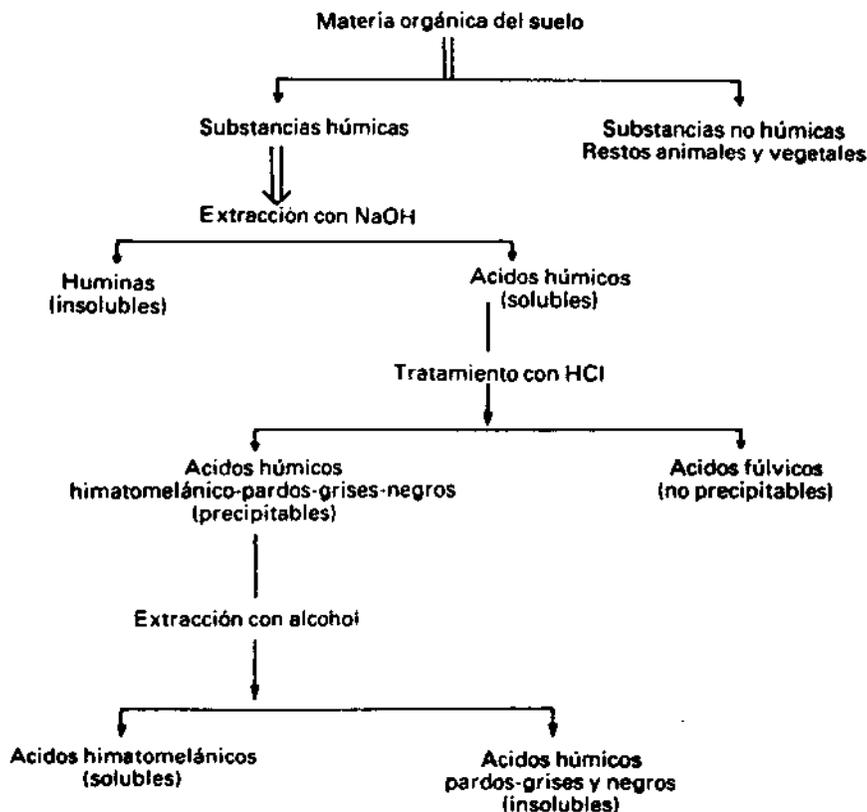
Los ácidos fúlvicos representan la fracción de humus, extraíble por álcalis, que es no precipitable por ácidos y que tiene color amarillento rojo. Generalmente son compuestos fenólicos de pequeño peso molecular.

Los ácidos húmicos se extraen con soda y pueden ser precipitados en ese extracto por ácidos como el clorhídrico. Generalmente son polímeros de alto grado que se presentan entrelazados formando coloides esferoidales; su carácter ácido, o sea su capacidad de intercambio catiónico, se basa principalmente en la presencia de radicales COOH y OH. La fracción de los ácidos húmicos soluble en alcohol se denomina ácido himatomelánico, y es de color marrón rojizo. Los ácidos húmicos par-

dos son menos floccosos y más pobres en nitrógeno que los ácidos húmicos grises; estos últimos tienen un mayor grado de polimerización, de color oscuro y su proporción en el humus aumenta con el grado de humificación. La separación de los ácidos húmicos pardos y grises sólo es condicionalmente factible.

Las huminas representan la fracción que solamente es soluble en NaOH caliente.

En resumen, el método clásico de fraccionamiento del humus está basado en la extracción de la materia orgánica con soda (NaOH) y en la diferenciación del extracto por precipitación parcial con HCl y solubilización parcial en alcohol. Mediante este procedimiento se obtienen, de acuerdo con el esquema que se presenta a continuación, las siguientes fracciones:



Las características de los productos resultantes están resumidas en el Cuadro 2.2.

Determinación del contenido total de materia orgánica

La determinación de la materia orgánica total está basada en la

determinación de C mediante diferentes procedimientos: por combustión seca del C, en la cual se determina el CO_2 desprendido, o por combustión húmeda del C, basada en la reducción del $\text{Cr}_2\text{O}_7^{2-}$ y determinación del dicromato no reducido, por titulación.

En ambos procedimientos se incluye el C de los carbohidratos, de manera que en suelos derivados de calizas o de alto contenido en carbonatos es necesaria la previa destrucción de los mismos utilizando un ácido, por ejemplo HCl.

Los valores encontrados para C total incluyen: los restos vegetales y animales recién depositados en el suelo; la fracción húmica en su proceso de mineralización; la fracción húmica en su proceso de humificación; y las formas inertes de C elemental, tales como carbón, grafito, las que algunas veces se presentan en grandes cantidades en los suelos, excepto el último cuando se aplica el segundo procedimiento.

Los valores de C se expresan en porcentajes del total del suelo y también de la materia orgánica; este último se obtiene al multiplicar el porcentaje de C por el factor convencional de Van Bemmelen: 1.724. El uso de este factor se ha generalizado con la consideración de que la materia orgánica del suelo contiene en promedio 58% de C.

El contenido porcentual total de materia orgánica en los primeros centímetros del suelo es alto y va decreciendo a medida que aumenta la profundidad, lo cual puede definirse como una disminución regular del contenido del C orgánico. En el caso de que aumentara, se trataría de una disminución irregular; este último fenómeno tiene bastante importancia en la taxonomía de suelos, ya que se debe a la presencia de horizontes enterrados y cubiertos por capas aluviales o de otro tipo.

Algunas experiencias que llegaron a caracterizar el contenido de materia orgánica en suelos tropicales, como las de Díaz-Romeu *et al.* (19), mostraron que los valores del horizonte A varían en un promedio de dos al cinco por ciento de C, encontrándose un máximo de seis por ciento en suelos asociados con cenizas volcánicas.

La característica de contenido de materia orgánica en los suelos se ha utilizado para agrupar clases de ellos; así se han propuesto clasificaciones como la siguiente:

Interpretación	Porcentaje de materia orgánica	Porcentaje de C
Muy bajos	< 2	< 1.2
Bajos	2 a 5	1.2-2.9
Medios	5 a 8	2.9-4.6
Altos	8 a 15	4.6-8.7
Muy altos	> 15	> 8.7

Importancia de la materia orgánica en el suelo

La importancia de agregar materia orgánica para mejorar la productividad del suelo fue detectada hace milenios por los agricultores; de modo que es una práctica muy antigua.

En general, la fracción orgánica del suelo tiene un papel importante:

regula los procesos químicos que allí ocurren, influye sobre las características físicas y es el centro de aproximadamente todas las actividades biológicas en el mismo, incluyendo las de la microflora, las de la fauna y hasta las del sistema de raíces de plantas superiores.

Entre los procesos químicos de importancia en los que interviene la materia orgánica, procede mencionar:

- El suministro de elementos nutritivos por la mineralización, en particular la liberación de nitrógeno, fósforo, azufre y micronutrientes disponibles para las plantas.

- La estabilización de la acidez del suelo; la materia orgánica interviene por su poder amortiguador.

- La capacidad de cambio catiónico de los suelos. En esto, la intervención de la materia orgánica es muy valiosa para los suelos con textura arenosa y para los muy antiguos que contienen arcilla con reducida capacidad de cambio y baja retención de cationes. Yuan y colaboradores informan que la proporción en que la materia orgánica contribuye a promover dicha capacidad en un suelo, varía según el tipo de suelo y reviste particular importancia en Ultisoles, en los cuales puede ser superior al 95 %. La capacidad de intercambio de la materia orgánica es alta, variando entre 100 y 400 $\text{cmol } (+) \text{kg}^{-1}$, aunque en muchos suelos tropicales son más comunes los valores menores (86).

- La capacidad de intercambio aniónico, donde se acumulan nitratos, fosfatos y sulfatos.

- La regularización de los niveles de disponibilidad de nutrientes principales y de elementos menores mediante la formación de sustancias orgánicas que constituyen compuestos solubles, no iónicos (complejos internos), con cationes de valencia variable. Estas sustancias llamadas quelatos, móviles en el suelo, también son importantes en los procesos edafogénicos. Se sabe que los ácidos orgánicos del suelo influyen de manera apreciable en la solubilización y movilización de componentes inorgánicos.

- La volatilización del azufre y del nitrógeno de los suelos, sobre todo los procedentes de la misma materia orgánica que se descompone fácilmente.

- Los fenómenos de adsorción, entre los cuales es de particular importancia la inactivación de plaguicidas.

La materia orgánica también afecta algunas muy importantes propiedades físicas del suelo; entre ellas cabe mencionar su acción:

- En la estructura del suelo: favorece la formación de agregados individuales; reduce la agregación global del suelo; disminuye la plasticidad del mismo.

• En el uso más eficiente del agua, lo que se debe a una serie de fenómenos ante la presencia de la materia orgánica, sobre todo en suelos de textura gruesa. Se sabe que la materia orgánica:

- mejora la infiltración del agua en el suelo;
- reduce la pérdida del agua por evaporación del suelo;
- mejora el drenaje de suelos de textura fina y, por tanto, contribuye a una mejor distribución del agua en el perfil del suelo;
- estimula el desarrollo de un sistema de raíces más profundo, las que permiten el uso del agua en una capa del suelo también más profunda;
- al oscurecer el suelo en los climas templados, fomenta su calentamiento y, por ende, promueve una mejor germinación y un aprovechamiento más fácil del agua;
- al mejorar el drenaje y la estructura, intensifica la aeración en los suelos y, por tanto, ayuda a un mejor crecimiento y funcionamiento más eficaz de las raíces que aprovechan mejor el agua;
- a través de los coloides orgánicos ayuda a retener el agua en los suelos arenosos, aunque su influencia es menos pronunciada en los de otro tipo.

En el color del suelo, el cual tiene importancia para su balance térmico, ya que favorece o dificulta la absorción de la energía solar. En suelos oscuros hay mayor absorción de ondas infrarrojas y por lo tanto mayores temperaturas que al final resultan favorables. Por el contrario, los colores claros reflejan la mayoría de los rayos solares y tienen un albedo alto (50 %); todo esto debe relacionarse con el hecho de que las temperaturas son importantes para los microorganismos, de acuerdo con el grado de susceptibilidad de los mismos.

En cuanto a los factores biológicos, conviene distinguir entre los que tienen efectos benéficos y los que son perjudiciales para las plantas.

Entre los factores que fomentan el crecimiento, ya se ha señalado que la materia orgánica es fuente de nutrimentos, tanto para los organismos superiores como para los inferiores; es también la fuente energética de ellos, gracias a sus compuestos de carbono.

Por otra parte, en sus productos de descomposición, diversas plantas contienen sustancias inhibitoras del crecimiento vegetal. La investigación en este campo es relativamente reciente y, según Allison (3), la información disponible sugiere que dichas sustancias pueden tener un efecto adverso cuando las condiciones favorecen su efecto. Estas sustancias inhibitoras deben ser tomadas en cuenta especialmente en cultivos mixtos; aunque no siempre impiden el crecimiento, pueden retardarlo incluso cuando se dan en concentraciones muy bajas.

La materia orgánica también es importante en los procesos de formación de los suelos; su participación en procesos pedogenéticos se debe a sus propiedades de peptización, coagulación, formación de quelatos y otros.

En resumen, la importancia de la materia orgánica se explica por la influencia que ésta tiene sobre muchas de las características del suelo.

Aquí se presenta este aspecto en forma resumida, ya que se analizará detalladamente en los capítulos sobre los elementos nutritivos (N, P, S, K, Ca, Mg) y sobre las propiedades de intercambio y acidez de los suelos.

LOS PROCESOS DE MINERALIZACION Y HUMIFICACION

Componentes químicos de los residuos vegetales

Los elementos nutritivos se acumulan en las plantas, generalmente en calidad de compuestos orgánicos de una estructura polimerizada como la de los carbohidratos, proteínas y grasas; algunos nutrimentos se presentan como compuestos inorgánicos en una estructura más simple.

La composición bioquímica de los restos vegetales varía dentro de grandes límites, según la edad y funciones del órgano vegetal analizado. En el Cuadro 2.3 se puede observar que los tejidos verdes son más ricos en carbohidratos y proteínas y que los tejidos leñosos presentan mayores contenidos en compuestos fenólicos (ligninas) y celulosas. También se demuestra que existe una gran diferencia entre los grados de organización de los distintos tipos de plantas analizadas: las bacterias se caracterizan por su alto contenido de proteínas, los líquenes y algas presentan una gran acumulación de carbohidratos, mientras que las plantas superiores muestran una distribución más equitativa.

Dentro de los componentes orgánicos de los restos animales y vegetales se pueden diferenciar los grupos de: carbohidratos; proteínas, polipéptidos y ácidos nucleicos; grasas, ceras y resinas; ligninas; y otros compuestos.

a. **Carbohidratos.** Constituyen los tejidos de sostén y conducción de las plantas, representando sustancias de reserva de las mismas. Entre ellos se encuentran:

- 1) Monosacáridos y derivados: glucosa, galactosa, ribosa, arabinosa, xilosa, aminoazúcares (glucosamina).
- 2) Oligosacáridos: disacáridos como la sacarosa, la maltosa, la lactosa y trisacáridos como la rafinosa.
- 3) Polisacáridos: almidón, celulosa, hemicelulosa, pectina, inulina, glucógeno, quitina.

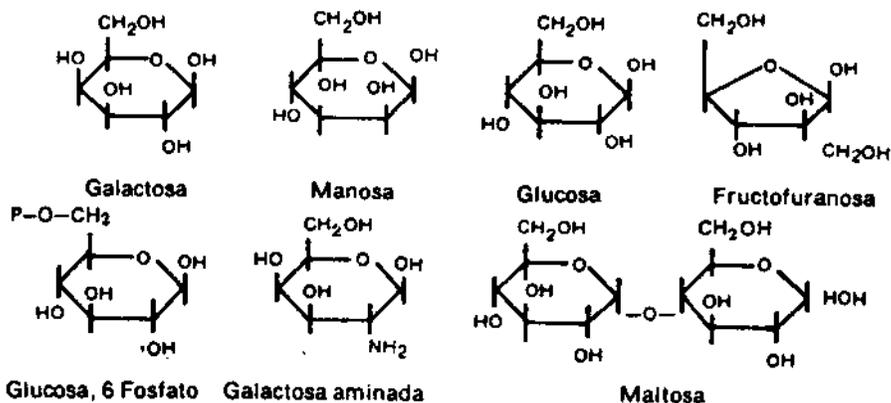
La celulosa es uno de los principales carbohidratos; está compuesta por la polimerización de la celobiosa, la que está constituida a su vez por unidades básicas de la glucosa. Una molécula de celulosa consta, por lo menos, de cien unidades de celobiosa y contiene, en cierta proporción, otros azúcares (por ejemplo, xilosa y manosa); estas incrustaciones de otros polisacáridos le dan mayor estabilidad.

La hemicelulosa es un polímero de pentosas (xilosa o arabinosa) y hexosas (manosa y galactosa); en su constitución también intervienen ácidos urónicos. El almidón es un polisacárido formado por amilosa y amilopectina, las que a su vez son polímeros de la glucosa. El glucógeno y la quitina se encuentran en mayor proporción en restos animales.

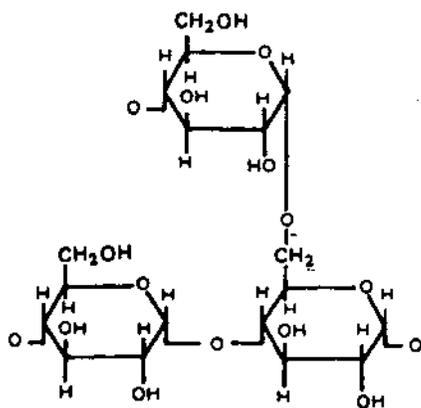
Cuadro 2.3. Composición química aproximada de algunos restos vegetales (porcentaje de materia seca). (Según Kononova (57)).

Resto vegetal	Resinas, ceras y grasas	Proteínas	Celulosa	Hemicelulosa y carbohidratos solubles	Ligninas
Leguminosas perennes					
Rafces	10-12	10-15	20-25	25-30	10-15
Hojas	—	12-20	15	10-12	5
Gramíneas perennes					
Rafces	5-12	5-10	25-30	25-30	15-20
Especies caducifolias					
Hojas	3-5	4-10	15-25	10-20	10
Madera	—	0.5-1	40-50	20-30	20-25
Especies coníferas					
Hojas	20-25	5-7	20	15-20	15
Madera	—	0.1-1	45-50	15-25	25-30
Musgos	—	5-10	15-25	30-60	trazas
Líquenes	—	3-5	5-10	60-80	8-10
Algas	—	10-15	5-10	50-60	trazas
Bacterias	—	40-70	trazas	trazas	trazas

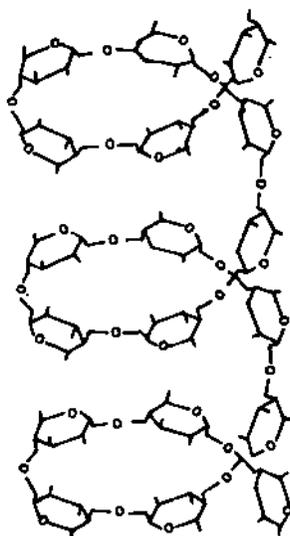
1) **Monosacáridos y Disacáridos:** la estructura de algunos mono y disacáridos se puede representar de la siguiente manera:



2) **Polisacáridos:** el almidón es un polisacárido que constituye una de las formas más importantes de las reservas vegetales; consta de unidades de amilopectina (a), las que se representan en polímeros de 60 a 600 unidades en un arreglo espiral (b).

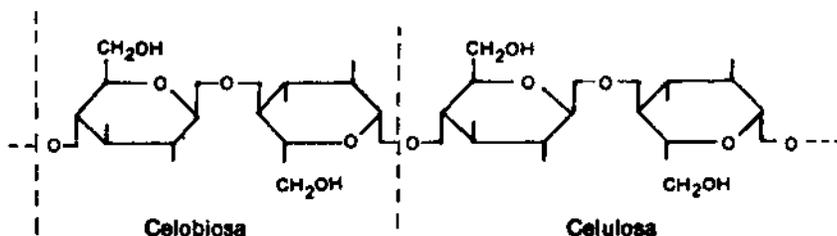


(a) Amilopectina



(b) Almidón

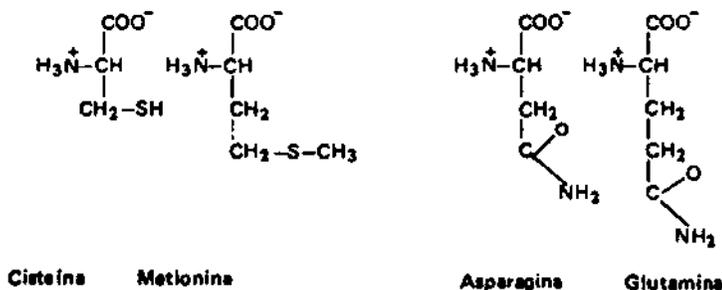
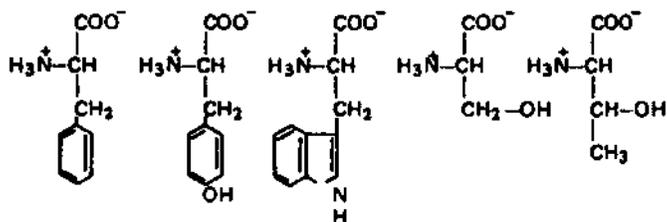
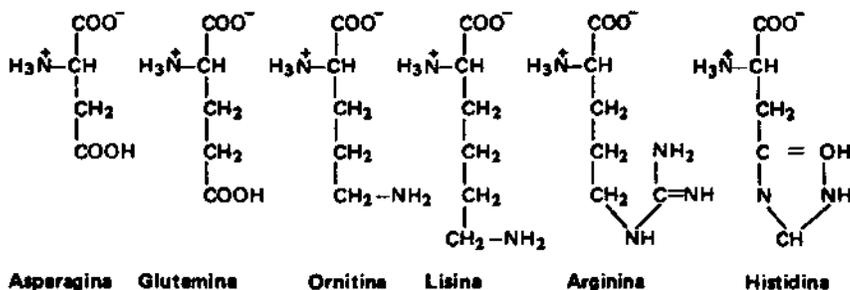
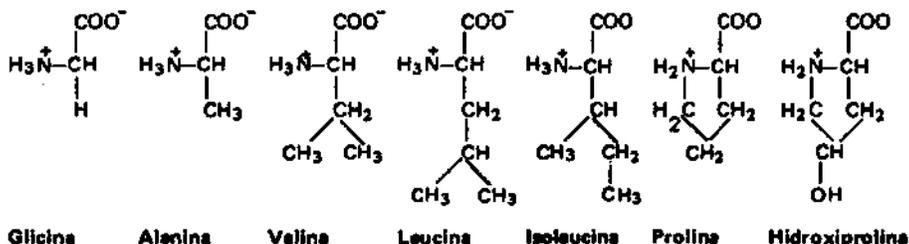
Otros polisacáridos son la celobiosa y la celulosa:



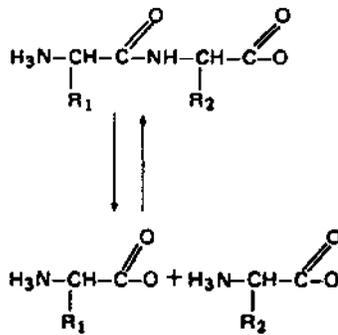
- b. **Proteínas, polipéptidos y ácidos nucleicos.** Polímeros constituidos sobre la base de aminoácidos y oligopéptidos derivados. Los aminoácidos más frecuentes son la lisina, la alanina y la glicocola. La polimerización de aminoácidos conlleva la formación de dipéptidos y tripéptidos; entre los últimos se encuentra la glutatona, la que está compuesta por moléculas de cistina, glicina y ácido glutámico. Las sustancias proteicas son cadenas de aminoácidos con una longitud y secuencia definidas, en las que se diferencian estructuras (primarias, secundarias y terciarias), según sea la disposición de los aminoácidos. El peso molecular de las proteínas alcanza las 100 000 unidades.

Los ácidos nucleicos son polímeros de nucleótidos que están compuestos por una base nitrogenada del grupo de la pirimidina (citosina, tiamina, uracilo), o de la purina (adenina, guanina, hipoxantina), unidos a un azúcar (ribosa o desoxiribosa); polimerizan en cadenas específicas con aminoácidos y a través de puentes energéticos de ácido fosfórico. En una molécula de un ácido nucleico polimerizan entre 100 y 20 000 nucleótidos en una secuencia definida. Dentro de este grupo de compuestos se encuentran las proteínas, enzimas y coenzimas; algunas sustancias colorantes y de reserva, los genes y algunos organismos con bajo grado de organización, como los virus.

Algunos aminoácidos neutros se pueden representar del modo siguiente:

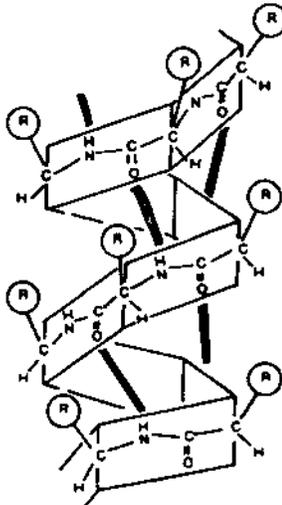


El enlace peptídico puede ser representado como sigue:



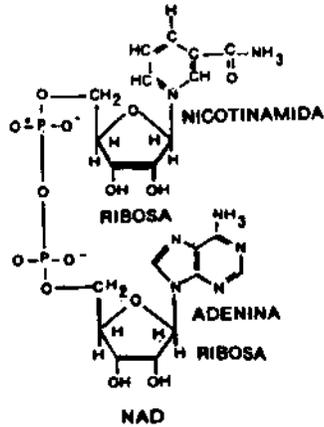
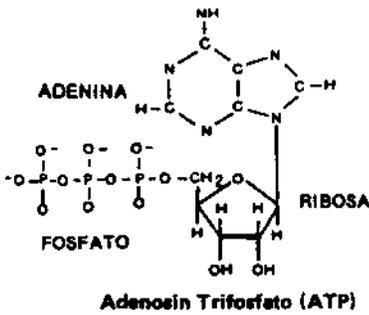
donde R = resto de cadena molecular.

Los polipéptidos o proteínas pueden ser mostrados de la siguiente manera:



donde R = resto de cadena molecular (= enlace -H-).

Algunas representaciones de ácidos nucleicos son:

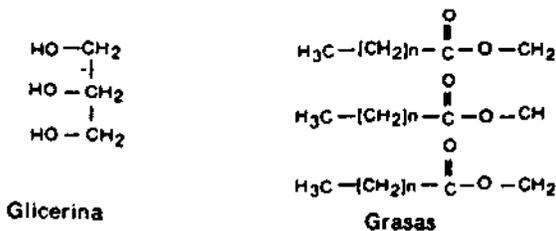


Nicotinamid adenin dinucleótido

c. **Grasas, ceras y resinas.** Las grasas neutras se derivan de la glicerina esterificada con ácidos grasos; son sustancias de reserva que se acumulan en diferentes órganos de las plantas, especialmente en las semillas.

Las ceras son ésteres de ácidos grasos y alcoholes que forman la cutícula del tallo, las hojas y los frutos, y cumplen funciones de protección. En los fosfolípidos, una de las posiciones de polimerización de la glicerina es saturada por una molécula de ácido fosfórico. En el grupo fosfórico también puede polimerizar una base nitrogenada (por ejemplo, la colina o la colamina), dando lugar a otras sustancias lipoides, como la cefalina y la lecitina.

La representación de grasas y ceras es como sigue:



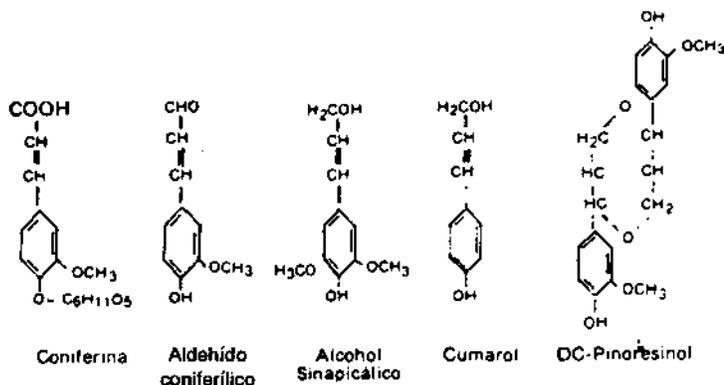
- d. **Ligninas.** Son polímeros derivados del fenilpropano sustituido. El grado de sustitución es muy variable; la longitud de los radicales de sustitución en el fenilpropano da lugar a polímeros muy irregulares.

En el conocimiento de las estructuras de la lignina hay que considerar la hipótesis de Fuchs, Brauns y Freudenberg. Actualmente se aceptan dos estructuras básicas del fenol en las ligninas, según exista uno o dos radicales $-OCH_3$ en él. Entre los componentes unitarios del primer grupo de estructuras básicas se encuentran la coniferina y el aldehído coniferílico, cuyo nombre indica su presencia en coníferas; dentro del segundo grupo se encuentran el alcohol sinapicálico y el cumarol, presentes en otras plantas. Entre los polímeros más simples de estas estructuras, se encuentran el DC-pinoresinol y el guayacil-glicerol-conifeniléter.

El peso molecular de las ligninas es variable y se calcula entre 600 y 900 unidades.

La lignina es un componente básico de tejidos leñosos (xilema, endodermis) y constituye el tejido de sostén de las plantas. En algunos casos se ha demostrado la presencia de N en la composición de las ligninas.

Las fórmulas de las ligninas son:

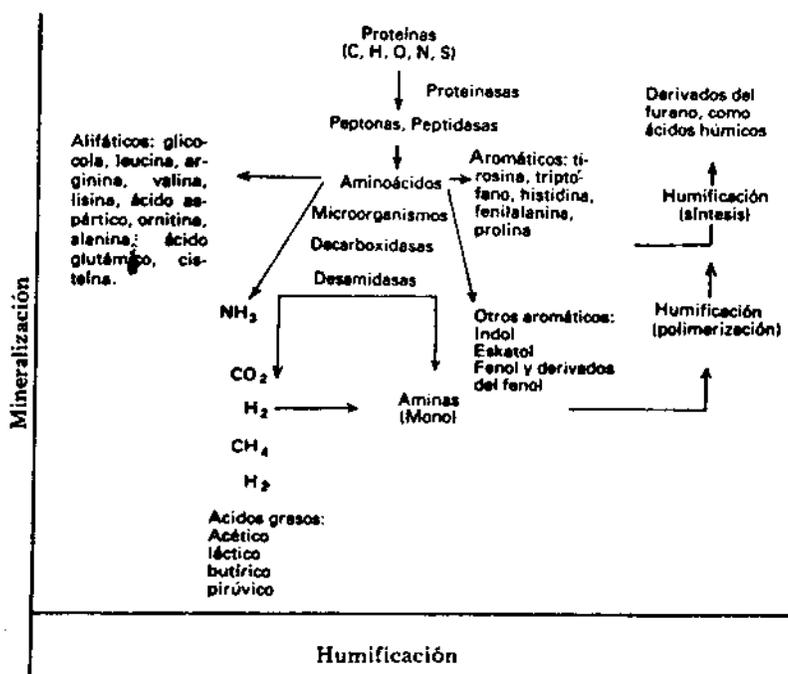


- e. **Otros compuestos.** En los tejidos vegetales hay una multitud de otros componentes bioquímicos importantes, como ácidos orgánicos, pigmentos, alcaloides, hormonas externas, antibióticos y quelatos. Estos no se consideran aquí en detalle porque desempeñan un papel de poca importancia cuantitativa en la mineralización de restos vegetales y en el proceso de humificación. Cabe mencionar sin embargo, algunos alcaloides, como la cafeína, la cocaína y la teína; algunos pigmentos como la clorofila y la hemoglobina; y otros productos como la atropina, la quinina y la estricnina. Los grupos químicos básicos son pirina, indol, quinolina y otros.

Las transformaciones más importantes en los procesos de la mineralización y la humificación son de naturaleza bioquímica. Después de la destrucción mecánica y física de los restos vegetales y animales se produce el ataque de microorganismos, los que por medio de sus jugos digestivos y enzimas, destruyen los compuestos orgánicos y dan lugar a la liberación de minerales. Los siguientes grupos de microorganismos participan en los procesos de mineralización:

- **Microflora**
 - Bacterias: *Micrococcus* sp.; *Bacterium* sp.; *Bacillus* sp.; *Azotobacter* sp.; *Clostridium* sp.
 - Actinomicetes: Streptomicetes; *Nocardia* sp.
 - Hongos:
 - Ascomicetes: *Aspergillus* sp.; *Penicillium* sp.
 - Hifomicetes: *Dematiacem* sp.; *Fusarium* sp.; *Cladosporium* sp.; *Hormodendrum* sp.;
 - Bacidiomicetes.
- **Microfauna protozoaria**
Rizópodos, flagelados, ciliados.
- **Microfauna de animales superiores**
Nematodos, lombrices, hormigas, termitas, colemboles.

Como ejemplo de la mineralización y la humificación de los residuos vegetales y animales se presenta un esquema que corresponde a estos procesos en los compuestos nitrogenados del suelo.



De los procesos de amonificación también resultan compuestos simples como: CO_2 , H_2 , CH_4 , H_2S , de acuerdo con el tipo de aminoácidos que se han mineralizado.

El NH_4^+ resultante de la amonificación puede ser: 1) absorbido por las plantas; 2) adsorbido por minerales arcillosos o por la materia orgánica; 3) fijado por minerales 2:1 no expandibles; 4) inmovilizado por microorganismos; 5) lixiviado a través del suelo; y 6) oxidado hasta el nivel de nitratos (nitrificación).

Sustancias húmicas del suelo

A través de los procesos de humificación se forman en el suelo productos definidos, estables, de color oscuro, denominados ácidos húmicos. Por ser productos sintéticos del propio suelo, se agrupan en la fracción típicamente edáfica del humus. Se trata de compuestos altamente polimerizados, cuyo peso molecular se puede encontrar entre 10 000 y 50 000; su estructura aromática es complicada y variable. En las sustancias húmicas también se observan productos de la despolimerización de los compuestos orgánicos de los residuos vegetales.

Compuestos orgánicos de C, H y O.

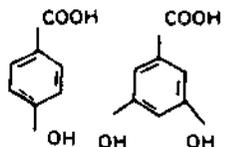
Las cantidades de estas sustancias son muy variables; dependen especialmente del tipo de suelo y de la vegetación o del tipo de explotación. El hecho de que normalmente no se encuentren polisacáridos en el suelo se debe a que el proceso de la degradación de los mismos ocurre muy rápidamente; en los casos aislados en que sí han sido encontrados, se considera que son de origen microbiano.

Entre los ácidos orgánicos identificados en los suelos se cuentan los ácidos: fórmico, acético, propiónico, pirúvico, acrílico, oxálico, glicólico, succínico, benzoico y otros grasos diferentes.

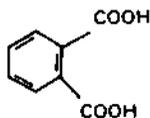
Se ha informado sobre la presencia, en algunos suelos, de componentes de los ácidos nucleicos, tales como las purinas y pirimidinas. La guanina y la citocina son los más frecuentes. El contenido de pirimidinas es mayor que el de purinas, como se interpreta de las relaciones purinas/pirimidinas.

Ocasionalmente se ha podido aislar hidrocarburos (como la parafina), alcoholes (como el manitol), ésteres de ácidos grasos (caprílico y oleico), y resinas en los suelos.

Los ácidos húmicos típicos presentan una unidad elemental aromática que tiene en la periferia uno o varios grupos radicales, los que confieren características físicas, químicas y fisicoquímicas definidas a la materia orgánica. A continuación se presentan los principales núcleos:



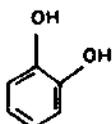
Acido benzoico hidroxidado



Acido ftálico



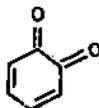
Pirrol



Benzo hidroxiado



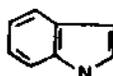
Benzoquinona



Furano



Benceno

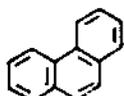


indol

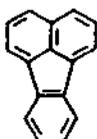


Fenol

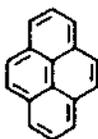
Además se conocen polinúcleos aromáticos complicados como:



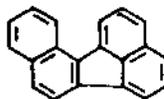
Fenantreno



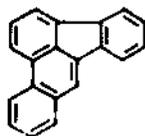
Flouranteno



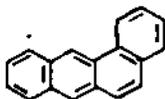
Pireno



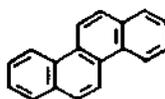
10.11-Benzofluoranteno



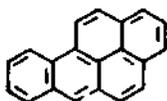
3,4-Benzofluoranteno



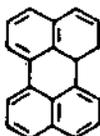
1,2-Benzantraceno



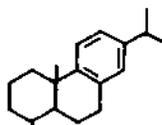
Criseno



3,4-Benzopireno
{Benzo [α] Pireno}



Perileno



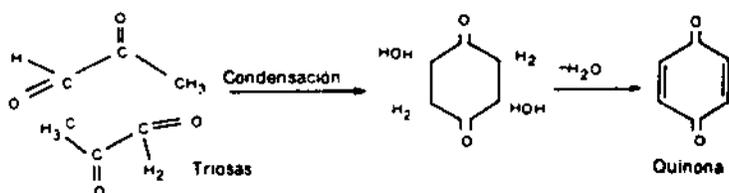
Dehidroabieteno

Para cada clase de compuestos presentes en los residuos vegetales y animales depositados en el suelo, se forman estructuras específicas en el humus; esto se produce a través de su proceso de mineralización y humificación, como se observa a continuación:

Compuestos primarios presentes	Humificación	Núcleo del compuesto secundario resultante (humus edáfico)
Carbohidratos (mono, oligo, polisacáridos, hemicelulosa)	→	Furano
Lignina y derivados	→	Fenol
Aminoácidos y derivados (proteínas, polipéptidos, aminas)	→	Fenol
Grasas, aceites y ceras	→	No son humificados totalmente
Resinas, terpeno, alcaloides	→	Indol, piridina según estructura
Antocianos, flavonas	→	Pirrol
Productos secundarios (hormonas, vitaminas, enzimas, antibióticos).	→	Variables

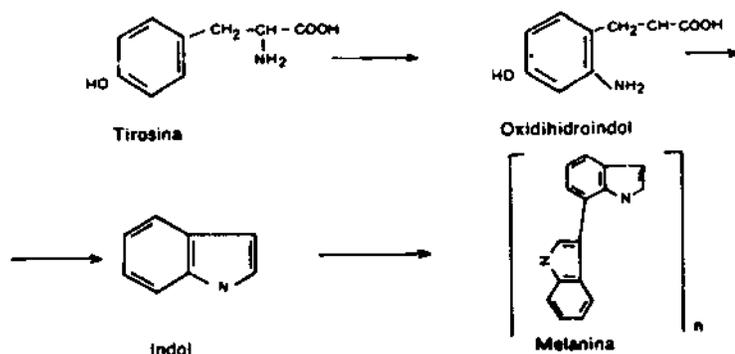
La bioquímica de los procesos de humificación es más compleja. Está basada en una síntesis o resíntesis de los productos de mineralización; esta polimerización conduce a ácidos húmicos y derivados de gran tamaño molecular.

Los conocimientos actuales de la bioquímica de la humificación se han obtenido en experimentos realizados con sustancias-modelo y bajo condiciones diferentes a las del suelo mismo. Como ejemplo, a continuación se presentan algunas de estas reacciones:



A partir de la condensación de triosas se llega a la formación de quinonas.

La constitución de grupos de melanina, sobre la base de la tirosina, se puede representar esquemáticamente como sigue:



Entre los radicales externos pueden encontrarse grupos ácidos de carácter fenólico y carboxílico (-OH, COOH). De ellos resultan las propiedades de acidez de los ácidos húmicos y la posibilidad de formar

Cuadro 2.4. Distribución de grupos funcionales en ácidos húmicos y fúlvicos en $\text{cmol } (+) \text{ kg}^{-1}$. (Según Stevenson (82)).

Grupo funcional	Subtropicales	Tropicales	Rango mundial	Promedio
Acidos húmicos				
Acidez total	630-770	620-750	560-890	670
Grupos -COOH	420-520	380-450	150-570	360
Grupos OH acídicos	210-250	220-300	210-570	390
OH alcohólicos y débilmente ácidos	290	20-160	20-490	260
Quininas $\text{C} = \text{O}$	80-150	30-140	10-560	290
Quetonas $\text{C} = \text{O} \text{OCH}^3$	30-50	60-80	30-80	60
Acidos fúlvicos				
Acidez total	640-1 230	820-1 030	640-1 420	1 030
Grupos -COOH	520-960	720-1 120	520-1 120	820
Grupos OH acídicos	120-270	30-250	30-570	300
OH alcohólicos y débilmente ácidos	690-950	260-520	260-950	610
Quininas $\text{C} = \text{O}$	120-260	30-150	120-420	270
Quetonas $\text{C} = \text{O}$		160-270		
OCH^3	80-90	90-120	30-120	80

sales que se denominan humatos (ver Cuadro 2.4). Ocasionalmente se han determinado radicales externos metoxílicos ($-\text{OCH}_3$).

Grupos amínicos ($-\text{NH}_2$), en forma de radicales externos, son muy comunes; en algunos casos pueden contribuir hasta con el 70% de los radicales externos del humus del suelo. A veces se presentan azúcares (sacáridos) y aminoácidos como grupos accesorios en los ácidos húmicos.

Compuestos orgánicos nitrogenados

La mayor parte del nitrógeno, sobre todo en regiones húmedas, se encuentra en los compuestos orgánicos donde predomina el material vegetal, como resultado de la descomposición microbiana de residuos animales o vegetales. En estos residuos se incluye una gran variedad de compuestos que contienen nitrógeno.

La descomposición de estas sustancias es realizada tanto por los animales como por los microorganismos del suelo. A los animales invertebrados que están en el suelo corresponde la función principal de desintegrar los tejidos y aprovecharlos para su metabolismo, liberando CO_2 y excretando la fracción de nitrógeno que no utilizan en la estructuración de su cuerpo. Los derivados de esta descomposición son principalmente el ácido úrico y el amonio, los que son equivalentes al excremento de los animales superiores. La actividad de la microflora del suelo, que es la que completa la degradación, es controlada por los factores ambientales ya analizados en este capítulo.

La distribución del nitrógeno en los perfiles de los suelos es variable y depende de la cantidad, el origen y el grado de descomposición de la materia orgánica en las diferentes capas. En la obtención de los datos adecuados se emplean, en general, las técnicas de Bremmer (ver Bartholomew y Clark (7), y Stevenson (82)).

Debido a las actividades biológicas en el suelo, poco sorprende la gran variedad de compuestos nitrogenados sencillos que en él se encuentra, aunque sean de corta vida. Este grupo de sustancias ha servido, sin duda, para determinar la existencia de aminoácidos libres y, en los últimos años, para identificar también algunos péptidos sencillos. La cantidad de estos compuestos es muy baja, lo que revela que la mayor parte del nitrógeno orgánico en el suelo se halla en moléculas grandes. Debido a su complejidad, se sabe muy poco acerca de estos compuestos. Se estima que aquellos que son capaces de combinarse con derivados de nitrógeno, como la lignina o los polifenoles, son importantes en la materia orgánica.

Desde hace mucho tiempo se observó que los compuestos complejos contienen la mayor parte del N en el suelo, por ello se dedicaron numerosas investigaciones a su estudio. En éstas se comprobó que casi la mitad del nitrógeno en el suelo aparece como aminoácidos y la otra mitad como amidas, ambos presentes en su mayoría como parte de macromoléculas. En estas investigaciones se usan las técnicas habituales de la bioquímica. En particular, la extracción plantea un problema especial en este caso, ya que el extractor no sólo solubiliza la materia orgánica, sino también los componentes inorgánicos del suelo, lo que hace difícil la determinación posterior. Así, hasta ahora no se ha logrado

extraer proteínas puras del suelo. Al degradar las macromoléculas se han identificado no menos de 20 aminoácidos y diferentes compuestos, como glucosaminas, lo que indica que una elevada proporción de los derivados nitrogenados es de origen microbiano. Se ha establecido que las diferencias en el aporte de nitrógeno de aminoácidos al total se deben a condiciones climáticas y prácticas agrícolas distintas; por ejemplo, entre los aminoácidos de suelos orgánicos de los trópicos y aquellos de zonas templadas. Estas diferencias son más cuantitativas que cualitativas, ya que se refieren a las proporciones de los aminoácidos presentes.

Actualmente se sabe que los aminoácidos son componentes importantes de muchos suelos y que pueden acumularse en algunos horizontes, como en el B de los Spodosoles. Es conveniente recordar que la estabilización de los compuestos nitrogenados en el suelo se produce por medio de reacciones con otros derivados orgánicos, durante el transcurso de la humificación. Se cree que estos complejos orgánicos son estabilizados, además, por su adsorción sobre los minerales de arcilla y los sesquióxidos en el suelo. Esta estabilización es particularmente pronunciada en suelos con alto contenido de arcillas amorfas, en las cuales Bornemisza y Pineda (8) demostraron que existe una correlación en los suelos de Costa Rica (8). El mismo retraso en la mineralización ha sido observado también en otras condiciones (14).

Compuestos orgánicos fosfatados

Con frecuencia, la fracción orgánica del fósforo total alcanza porcentajes elevados; así en suelos ácidos de regiones húmedas no es raro que la mayor parte de la totalidad de este elemento se encuentre en forma orgánica. Según Bornemisza e Igue (11), en 22 muestras de Costa Rica el promedio fue de 51.2% y la variación entre 14 y 70 por ciento.

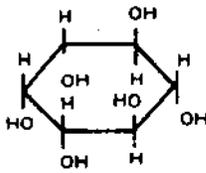
En resumen, el aporte de la fracción orgánica del fósforo para los diferentes tipos de suelos considerados es como sigue: en suelos altamente meteorizados, hasta un 80% del total; en Andosoles, fracciones altas hasta de 90% del total; en Vertisoles, generalmente hasta dos tercios del total; en suelos recientes es muy variable, pero comúnmente se presenta en proporciones medianas.

Se acostumbra hablar de cuatro grupos principales de fósforo orgánico, a saber:

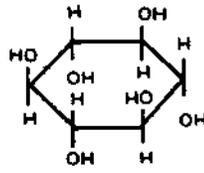
- fosfatos de inositol;
- ácidos nucleicos;
- fosfolípidos, y
- otros derivados fosforados.

- a. Fosfatos de inositol. Entre estos se conoce bastante bien el hexafosfato de mio-inositol, también llamado ácido fítico, el que con frecuencia se encuentra en las plantas, especialmente en las semillas. Este compuesto es estable; sus sales son poco solubles, excepto con los metales alcalinos. En el suelo, el hexafosfato suele encontrarse junto a penta-fosfatos y esto ocurre no sólo al ácido fítico, sino también a sus isómeros. La configuración principal de los inositoles está dada por el arreglo de grupos OH alrededor del ciclo del inositol o

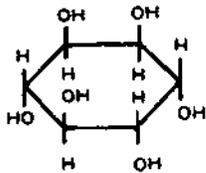
hexahidroxíciclohexano, del cual se conocen los nueve estereoisómeros posibles. En el suelo se han identificado derivados de las siguientes cinco formas de inositol:



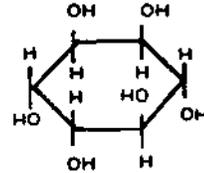
Myo-inositol



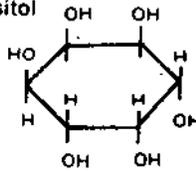
Escitol



D-qui-ro-inositol

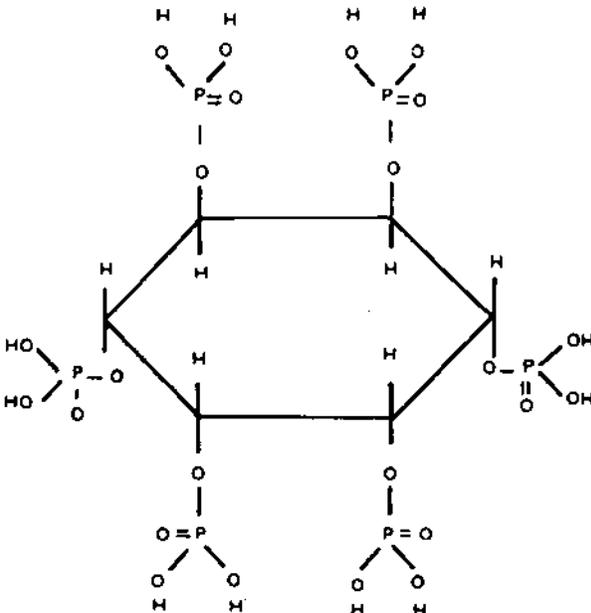


L-qui-ro-inositol



Neo-inositol

Estas unidades se fosforilizan con seis moléculas de H_3PO_4 , dando lugar al ácido fítico:

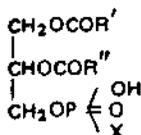


En diferentes condiciones, los hexafosfatos —o los pentafosfatos de estos ciclohexanoles— han sido formas importantes del fósforo orgánico. Se ha comprobado que la mayoría de los fosfatos de inositol corresponde con esa forma, aunque también se ha detectado inositol trifosfato y tetrafosfato.

Los fosfatos de inositol llegan al suelo, procedentes tanto de material vegetal —en el cual su presencia ha sido demostrada— como de excrementos de animales, especialmente de gallinaza, la que puede ser responsable de más del 10 % del fósforo total.

La síntesis microbiana del compuesto en el suelo, también parece ser posible. Los fosfatos de inositol pueden aportar más del 50 % del fósforo orgánico en el suelo.

- b. **Ácidos nucleicos.** Es probable que éstos aporten sólo una pequeña parte del fósforo orgánico, la cual no excede el dos por ciento de la fracción orgánica. Esto es fácil de comprender, ya que dichos ácidos se mineralizan fácilmente y, por tanto, perduran en el suelo mucho menos que los derivados estables de la fitina.
- c. **Fosfolípidos.** Debido a que los lípidos forman un grupo muy heterogéneo de sustancias, sus derivados fosforados, los fosfolípidos, también comprenden compuestos diferentes. Sin embargo, la fracción del fósforo orgánico en este tipo de compuesto es pequeña; en general se estima que es inferior al uno por ciento del fósforo orgánico total.
- d. **Otros derivados fosforados.** Entre otros, los glicerofosfatos —identificados en plantas, animales y microorganismos— son los más importantes; su fórmula general se puede escribir de la forma siguiente:



donde:

X = colina o similar

COR' y COR'' son radicales de ácidos grasos

Según lo descrito se puede concluir que la identificación de una fracción apreciable de fósforo orgánico todavía no ha sido posible y que la tarea de lograrlo corresponde a los químicos de suelos en el futuro.

Compuestos orgánicos azufrados

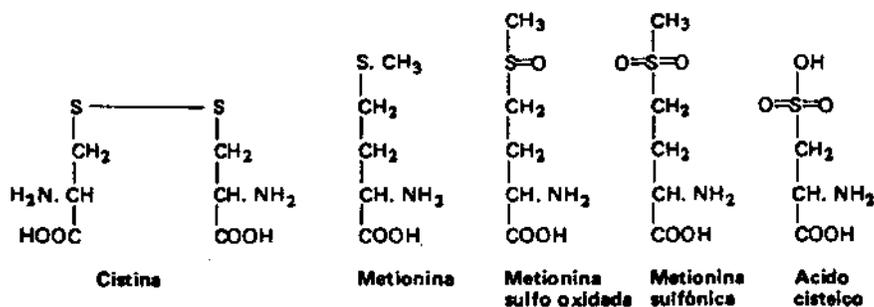
La fracción de azufre orgánico comúnmente representa una parte apreciable del total de este elemento en el suelo. Se conocen casos en que esta fracción es superior que el 90 % del total.

Las proteínas, esenciales en todos los seres vivos, regularmente, contienen azufre y son componentes importantes de la materia prima que

interviene en la formación de la sustancia orgánica. En extractos de suelos se han identificado varios aminoácidos que contienen azufre. Se cree que parte de este elemento puede incorporarse en la materia orgánica, por medio de reacciones de condensación entre tioles (como cisteína y metil-mercaptano) y quinonas, aldehídos o azúcares, todos ellos grupos frecuentes en la materia orgánica. Estas reacciones dan lugar a compuestos bastante resistentes a la descomposición microbiana, lo que explicaría la apreciable acumulación de azufre orgánico en el suelo.

Para caracterizar la proporción en la cual el azufre contribuye a la materia orgánica, en comparación con los demás elementos presentes, se usa la relación carbono:nitrógeno:azufre (C/N/S).

Algunos compuestos de azufre encontrados en los suelos son:



Factores que influyen sobre la mineralización y la humificación

Se pueden dividir en factores internos y externos. Los internos están relacionados con los restos animales y vegetales que se mineralizan y humifican; los externos se vinculan con características del medio en el cual ocurren estos procesos.

Factores internos

Entre los factores internos hay que considerar la composición y la cantidad de restos animales y vegetales depositados; además es necesario examinar la relación C/N, la relación ácidos/bases, la relación lignina/celulosa y el contenido de minerales.

La relación C/N es variable en el sustrato a mineralizarse, según las especies y la edad de las mismas presentes en el mismo. Generalmente las plantas jóvenes y gramíneas tienen relaciones C/N alrededor de 20; al madurar un tejido se reduce el contenido en proteínas y minerales y aumenta el de la lignina, incrementándose la relación C/N hasta valores mayores que 30. De este modo decrece la susceptibilidad del sustrato ante la mineralización.

La relación ácidos/bases es importante de manera especial en medios ecológicos naturales; muchas veces un exceso de ácidos y la falta de minerales, especialmente Ca y microelementos, pueden limitar la mineralización.

Relaciones lignina/celulosa menores que 0.4, como se suele encontrar en troncos y restos de ramas de ciertas especies forestales, resultan

en una mineralización lenta; valores mayores que 0.5, como se hallan en plantas jóvenes, facilitan la mineralización.

Siendo la mineralización un proceso principalmente microbiológico, la composición y cantidad de la microflora y microfauna son los factores edáficos más importantes. Otros factores como el pH, granulometría, riqueza y disponibilidad en nutrientes, régimen hídrico y condiciones de aereación, inciden sobre la flora y la fauna e influyen indirectamente sobre la mineralización.

Factores externos

La mayor parte de las bacterias y actinomicetes se desarrolla mejor con un pH neutro o ligeramente alcalino; el grupo de los hongos, por su parte, presenta un buen desarrollo dentro de límites de pH más amplios. La humedad relativa es muy importante, pues las bacterias necesitan, por lo menos, de 98 % de ella para desarrollar una actividad óptima; los hongos, en cambio, en ambientes con 85 % de humedad relativa, pueden desarrollar la máxima actividad. Temperaturas entre 20 y 25°C son adecuadas para un buen desarrollo de los hongos; las bacterias alcanzan un apropiado desarrollo en medio de temperaturas entre 30 y 40°C.

Las condiciones de aereación y el régimen hídrico son factores complementarios; en condiciones de saturación de agua disminuye el contenido de aire y O₂ en el suelo, desarrollándose un medio anaeróbico. La mayor parte de la microflora y fauna es aeróbica, aunque existen algunos grupos facultativos anaeróbicos (*Clostridium butyridum*, *Clostridium celulosolvens*, *Clostridium putrificum*). Generalmente en condiciones de mala aereación sólo se produce la acumulación de los restos vegetales siendo su mineralización muy lenta (formas de humus subhídricas: *dy*, *gyttja* y *sapropel*).

Aproximadamente todos los microorganismos son heterótrofos con respecto del carbono, por lo que necesitan un sustrato de desarrollo que disponga de cantidades adecuadas de ese elemento. El carbono proviene, principalmente, de la mineralización de carbohidratos; cuando las condiciones implican una alta proporción de lignina, la falta de C puede ser limitativa para la mineralización. Son pocos los microorganismos autótrofos con respecto de C, es decir, aquellos que obtienen la energía necesaria para la síntesis de C a través de otros mecanismos (reacciones quimiosintéticas). Los microorganismos necesitan para su desarrollo, al igual que las plantas, elementos nutritivos tales como N, P, S, K, Ca, Mg, Fe y otros microelementos.

En las mismas condiciones de mineralización, la composición granulométrica puede influir sobre este proceso; así resultaría que, bajo condiciones similares, un suelo limoso o arcilloso tendría mayor contenido de materia orgánica. Esto se debe a la formación de complejos organominerales y a la mayor posibilidad de que se presenten malas condiciones de aereación que no favorezcan la mineralización.

Los factores ecológicos —temperatura y precipitación pluvial— influyen tanto sobre la producción de restos vegetales y animales que se incorporan al suelo como sobre la velocidad de su mineralización. Este proceso se inicia a 10°C y aumenta hasta alcanzar su máximo entre 30 y 40°C. De allí resulta que con temperaturas relativamente bajas se pro-

ducen más restos de los que se mineralizan y que con temperaturas mayores de 25-28°C, la materia orgánica disminuye, lo que implica que la temperatura crítica (de aproximadamente 25°C) es decisiva en la producción y degradación de los restos vegetales. Temperaturas por debajo del nivel crítico permiten una acumulación de materia orgánica, mejorando una serie de propiedades en los suelos. Cuando las temperaturas son excesivamente altas, como ocurre en muchas zonas tropicales, se presenta una aceleración en la velocidad de degradación de los restos vegetales en el suelo, lo que causa graves problemas en su fertilidad.

CONTENIDO Y FORMAS DE LA MATERIA ORGANICA EN SUELOS TROPICALES Y EN AMERICA LATINA

El contenido de materia orgánica en los suelos es muy variable, se encuentran desde trazas en los suelos desérticos hasta un 90-95% en los turbosos. El horizonte A de los suelos explotados agrícolaemente, por lo general, presenta valores entre 0.1 y 10% de materia orgánica, cuyo contenido decrece con la profundidad en el perfil del suelo (ver Cuadro 2.5). Los suelos se pueden clasificar de acuerdo con su contenido en materia orgánica y con las necesidades de un determinado cultivo.

Existen pocos estudios que presenten un análisis de la distribución de los suelos en función del contenido de materia orgánica. En las Figuras 2.1 y 2.2 se presentan, gráficamente, resultados obtenidos en América Latina; en ellas también se puede observar la frecuencia de los suelos para los ámbitos del contenido de materia orgánica en intervalos de 0.5% C.

En el primer estudio, hecho por Díaz-Romeu, Balerdi y Fassbender (19), se analizaron 167 muestras del horizonte A_h en suelos de América Central, encontrándose un ámbito total entre 0.40 y 12.2% C, con un promedio de 2.96% C. La mayor parte de las muestras (57%) presentó un contenido de C entre el 1.0 y 2.5%; alrededor del 10% de la muestra contenía < 1% C y el 14% indicó valores > 5% C.

En el estudio ilustrado en la Figura 2.2 se consideraron datos de diferentes autores para 91 muestras de los trópicos bajos del Brasil; aquí se puede observar que cerca del 50% de las muestras presentan valores entre 0.5 y 2.0% C, y que solamente un 10% de ellas sobrepasa el 4% C y que el 5% establece valores < 0.5% C.

Comparando ambas Figuras se puede concluir que las muestras de América Central presentan una distribución en la cual los valores son 0.5 y 1.0% C más altos que en los suelos del trópico brasileño. En las muestras de América Central se han incluido, en una gran parte, Andosoles que se caracterizan por un horizonte húmico muy diferenciado.

En la obra de Nye y Greenland (65) sobre explotación rotativa en los trópicos, se evaluó la información disponible acerca del contenido de C y N en suelos tropicales, especialmente de África y Asia. En Latosoles (Oxisoles) de diferentes países, los investigadores citados encontraron valores medios del contenido que oscilan entre 1.35 y 4.10% de C con un promedio de 1.85% en el trópico húmedo perennifolio; en suelos de sabanas encontraron valores promedios entre 0.23 y 1.36% C

Cuadro 2.5. Contenido de C y N en algunos suelos de América Latina. (Según Fassbender (26)).

Autor(es)	Región	Tipo de suelo (grupo)	Número de muestras	pH	Horizonte A		Horizonte B		
					% C	% N	pH	% C	% N
América del Sur									
Viere-Bornemiza	Amazonas	Latosol	7	4.80	3.10	0.20	5.30	0.47	0.03
		No Latosol	5	5.30	2.47	0.23	5.62	0.47	0.03
Bombroek	Amazonas		18	4.55	2.55	0.22	4.42	0.32	0.04
Klinge	Amazonas		19	3.90	2.41	0.11	3.70	0.65	0.06
Roeder-Bornemiza	Amazonas		8	5.30	0.55	0.06			
Cabala-Fassbender	Bahía		8	6.00	1.42	0.17	5.40	0.57	0.03
Blasco <i>et al.</i>	Amazonas (Colombia)	Cultivo	(46)	5.40	4.2	0.67	5.50	2.70	0.36
		Pradera		5.60	2.9	0.53	5.90	1.70	0.23
		Pantano		5.50	6.8	0.92	5.3	7.90	0.95
Blasco	Nariño (Colombia)	Andosol	6	5.31	6.30	0.50			
		Subalpino							
		Montano	6	6.01	3.19	0.33			
		Subtrópico	3	5.18	2.57	0.27			
		Trópico	6	5.60	6.31	0.70			
FAO	Llanos (Colombia)			4.70	1.36	0.16			
FAO	Suramérica	Acrisoles	10	4.85	2.21	0.18	4.86	0.56	0.063
		Ferralsoles	10	4.66	2.75	0.22	5.10	1.00	0.078
		Cambisoles	6	5.06	3.70	0.37	5.10	1.10	0.11
Centroamérica									
Díaz-Romeu, Balerdi y Fassbender		Andosoles	56	5.58	3.06	0.39	5.12	0.70	0.037
		Litosoles	21	5.59	2.20	0.43	5.67	0.71	0.030
		Fluvisoles	20	6.02	3.09	0.30	5.89	1.37	0.098
		Cambisoles	32	4.91	3.66	0.68	4.93	0.90	0.053
		Fluvisoles	12	5.79	2.41	0.54	5.28	0.50	0.167
		Brunizames	12	5.95	2.38	0.41	5.00	0.55	0.036
		Luviosoles	8	5.10	3.05	1.32	5.33	1.02	0.073
		Regosoles	3	5.06	3.26	0.20	4.73	1.03	0.073
		Rhodosoles	2	5.55	2.40	0.23	5.65	0.85	0.055
		Vertisoles	2	5.95	1.75	0.18	5.30	1.70	0.080

con un promedio de 0.83%. Esto significa que los valores hallados en otras regiones tropicales son comparables con los del continente latinoamericano.

Factores que determinan el contenido de materia orgánica de los suelos

Jenny (51, 52, 53) inició las investigaciones extensivas sobre los contenidos de materia orgánica y N de los suelos, con el fin de establecer sus relaciones con los factores que los determinan; el trabajo comenzado en EUA, Jenny lo extiende, posteriormente, a América Latina, realizando análisis de suelos de Costa Rica y Colombia y de otras regio-

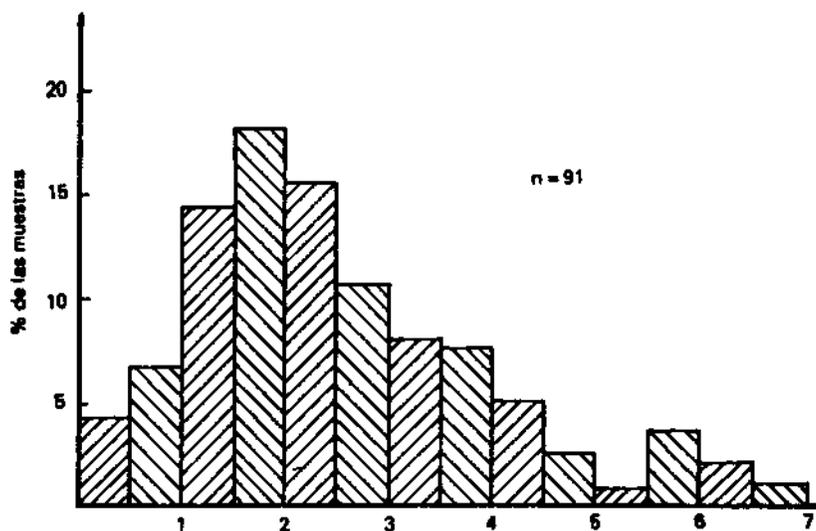


Fig. 2.1. Distribución de algunos suelos de América Central en función de su contenido de materia orgánica. (Según Díaz Romeu, Balerdi y Fassbender (19)).

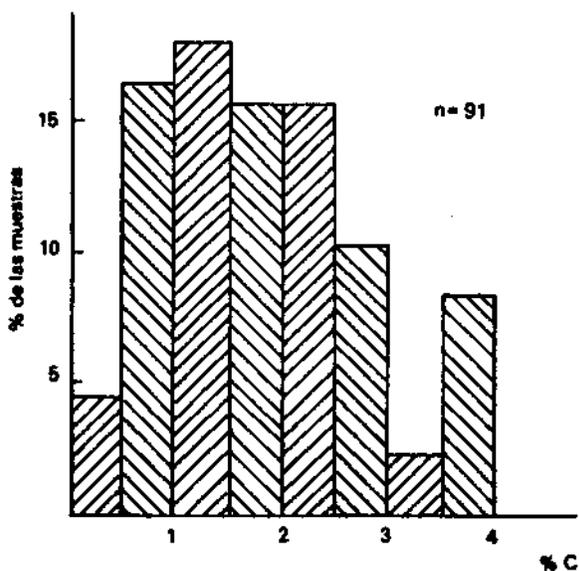


Fig. 2.2. Distribución de algunos suelos de los trópicos bajos del Brasil en función de su contenido de materia orgánica. (Según Fassbender (26)).

nes tropicales, como India. Hasta hoy, varios son los investigadores que han verificado las leyes de Jenny, tanto en América Latina (ver por ejemplo el libro de Hardy (46)), como en otras zonas tropicales.

Jenny indicó que los contenidos de materia orgánica y nitrógeno en los suelos son determinados, en primera instancia, por el clima y la vegetación, pero que también sufren los efectos de otros factores locales, como el relieve, el material parental, el tipo y duración de la explotación de los suelos, y algunas de sus características químicas, físicas y microbiológicas.

Se han publicado algunas funciones climatológicas en el contenido de C y N, las que han sido encontradas por diferentes autores a propósito de investigaciones en zonas tropicales; para su cálculo se consideraron los valores de C y N y diferentes determinaciones de temperatura promedio, precipitación pluvial y altura de los lugares de muestreo. En la mayor parte de las evaluaciones, los autores separaron grupos de suelos de acuerdo con las temperaturas o la precipitación pluvial. Jenny, Bingham y Padilla-Saravia (51), por ejemplo, diferenciaron los suelos de Colombia en regiones con 900 a 1 500 y con 1 500 a 2 000 mm de lluvia, y encontraron una relación inversa entre la materia orgánica, el N y la temperatura; es decir, al aumentar la temperatura decrece el contenido de materia orgánica y nitrógeno en los suelos; lo anterior, en cada uno de los grupos de precipitación pluvial. En forma complementaria se pueden presentar los resultados de Alexander y Pichott (2), los que fueron obtenidos en investigaciones en la región de Cundinamarca, Colombia (Figura 2.3).

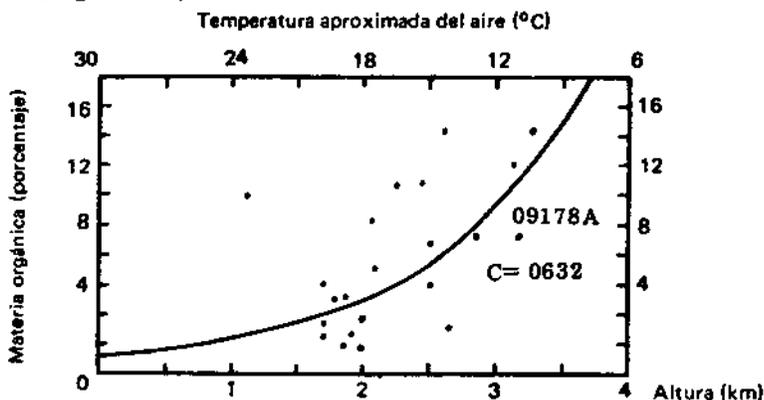


Fig. 2.3. Contenido de materia orgánica en suelos superficiales de Cundinamarca, Colombia. (Según Alexander y Pichott (2)).

Entre los factores locales que tienen incidencia en el contenido de materia orgánica de los suelos de áreas tropicales hay que considerar su relieve, exposición e inclinación. Por un lado, estos factores influyen en el microclima y determinan, en parte, el grado de erofabilidad de los suelos. Como efecto de la erosión, las capas superficiales de los suelos de zonas altas se depositan en el fondo de los valles, lo que provoca un aumento del contenido de C en estos últimos y una disminución en el de las cimas de las colinas. Este efecto se ha comprobado repetidas veces en el estudio de catenas en suelos del trópico.

Por otro lado se debe considerar que el material parental de los suelos tiene un efecto indirecto sobre el contenido de C. Rocas ricas en minerales y elementos nutritivos, como las cenizas volcánicas, permiten el desarrollo de una vegetación exuberante con una alta producción de restos vegetales, lo que resulta en grandes contenidos de materia orgánica. En sedimentos meteorizados y translocados que son pobres en elementos nutritivos, especialmente de Ca, Mg y K, se producen formaciones vegetales esporádicas que implican contenidos bajos de C. Un papel similar corresponde con la edad o grado de evolución de los suelos; mientras que en los sustratos recientes, generalmente, existen buenas reservas de elementos nutritivos, buen desarrollo vegetal y alto contenido de materia orgánica, el avance de la edad de los suelos deja ver en ellos, usualmente, una disminución del contenido de materia orgánica.

Entre las características intrínsecas de los suelos hay que considerar especialmente el contenido y tipo de arcillas, y su reacción. Más adelante, en este mismo capítulo, se examinarán en detalle los complejos organominerales de los suelos; se trata de complejos estables entre los minerales arcillosos y las sustancias húmicas del suelo. Es de esperar que al aumentar la proporción de minerales arcillosos en los suelos se obtenga un efecto de estabilización de la materia orgánica y un incremento en su contenido. Esto lo han comprobado varios autores; por ejemplo Sombroek (80), al analizar los suelos de la región amazónica del Brasil. Por otro lado, los distintos minerales arcillosos tienen un efecto estabilizante de la materia orgánica; aparentemente el alofán, que es un mineral amorfo que se presenta con frecuencia en suelos derivados de cenizas volcánicas, muestra mayor número de radicales funcionales que contribuyen a la adsorción y estabilización de sustancias húmicas. Sin embargo, aún falta mucho por aclarar en la naturaleza de los complejos organominerales de los suelos, especialmente de los Andosoles.

La reacción del suelo influye en el contenido de la materia orgánica. Por lo general se ha encontrado que en suelos ácidos, con un pH menor que cinco, se produce una acumulación de la materia orgánica. Esto se debe a diferentes razones; por un lado, el pH incide en el contenido y composición de los microorganismos de los suelos: en condiciones ácidas se limita la acción bacteriana y de la macroflora y se favorece la reproducción de hongos, lo que da por resultado una menor eficiencia en la mineralización y humificación con la consecuente acumulación de la materia orgánica; por otro lado, la reacción del suelo determina la saturación del complejo de intercambio de los suelos; en condiciones ácidas aumenta el Al cambiante —lo que conlleva un efecto de estabilización de los complejos organominerales—, y se producen deficiencias en la disponibilidad de Ca y Mg para los microorganismos, conduciendo igualmente a una acumulación de C.

En la Figura 2.4 y de acuerdo con lo indicado sobre factores de la materia orgánica, se presentan esquemáticamente las relaciones entre la temperatura (altura) y la producción, descomposición y contenido de la materia orgánica del suelo.

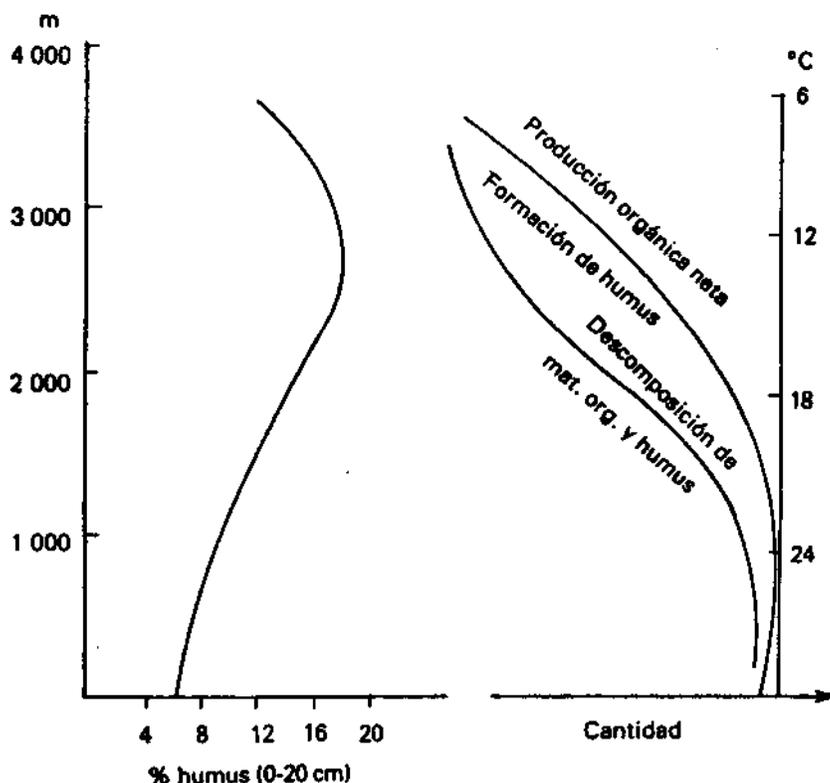


Fig. 2.4. Contenido de humus y tasas relativas de producción y descomposición de materia orgánica en función de la altura. (Según Fölster y Fassbender; trabajo inédito).

Relaciones C/N, C/P y C/S en los suelos

Las relaciones C/N, C/P orgánico y C/S orgánico constituyen criterios muy importantes para la caracterización de la materia orgánica en los suelos.

Los valores C/N de los suelos agrícolas varían normalmente, entre nueve y 14; en general son más bajos en los suelos de zonas áridas (con menor cantidad de lluvia) que en los de zonas húmedas (más lluvia), considerando valores de temperatura similares. En condiciones de igual cantidad de precipitación pluvial, los indicadores C/N son más altos en las áreas frías que en las calientes. Asimismo se ha encontrado que la relación C/N es más baja en los suelos neutros o ligeramente alcalinos (Figura 2.5).

Las tendencias mencionadas se explican con base en los factores que influyen en la mineralización, los que fueron expuestos en acápites anteriores. En la Figura 2.6 se presenta la distribución C y N en cuatro perfiles de suelos.

Las relaciones C/P orgánico y C/S orgánico presentan valores que generalmente oscilan alrededor de 100. Los valores C/P orgánico muestran mucha variabilidad cualquiera que sea el método de determinación del P orgánico; este último generalmente se establece por diferencia entre el P total y el P inorgánico, a través de métodos de ignición, extracción y oxidación con H_2O_2 .

Substancias húmicas en suelos tropicales y de América Latina

La mayor parte de la información disponible sobre las substancias húmicas se refiere a suelos de áreas templadas, existiendo pocos estudios sobre suelos tropicales y subtropicales.

Duchafour y Domerguez (20) han brindado datos sobre las substancias húmicas de numerosos suelos de Africa Occidental, desde Marruecos hasta Senegal; sus investigaciones se han basado en el método de extracción con pirofosfato de sodio y separación por electroforesis. Ellos encontraron que en suelos ricos en materia orgánica, como los Vertisoles y *tirs* (*), predominaban los ácidos húmicos sobre los fúlvicos en una relación de 3.5 a 4.5:1, mientras que en los suelos ferralíticos, mediterráneos y aluviales se presentaban cantidades equivalentes de esos mismos ácidos. En publicaciones recientes de Dabin (17, 18) se diferencian las fracciones libres, las solubles en soda, el pirofosfato de sodio y las huminas. De la gran cantidad de resultados obtenidos en suelos de Africa, se presentan algunos ejemplos particulares de la Costa de Marfil y del Alto Volta (Figura 2.7).

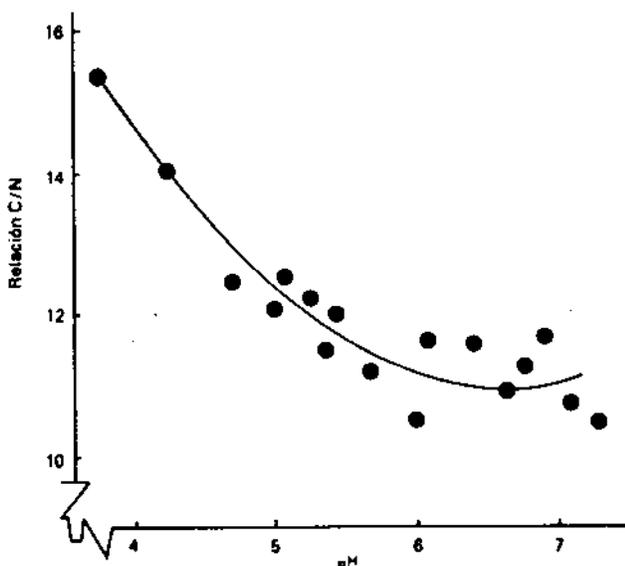


Fig. 2.5. Relación entre el pH y la relación C/N. (Según Hardon (45)).

* Término aceptado por el Diccionario Multilingüe de la Ciencia del Suelo (FAO (23)) para denominar un suelo arcilloso negro, semejante al *regur*, existente en Africa del Norte.

Siguiendo las mismas técnicas de extracción (pirofosfato de sodio 1% y soda 0.1 N) y con la determinación de C por oxidación crónica, Andreux y Becerra (5) estudiaron los materiales húmicos en algunos suelos de la sabana de la Orinoquia colombiana. Uno de sus resultados fue la detección de que las relaciones entre ácidos fúlvicos y húmicos dependen especialmente de la textura del suelo (Cuadro 2.6).

De acuerdo con los resultados obtenidos por Manarino, Volkoff y Cerri (61) durante un estudio en tres Latosoles amarillos de la región Amazónica del Brasil —suelos bajo bosque primario y después de cuatro, treinta y cinco años de explotación y cobertura vegetal— predominan las huminas dentro del complejo húmico y los ácidos fúlvicos libres dentro de las fracciones solubles. (Figura 2.8).

La importancia de este tipo de análisis estriba en las características y propiedades de los ácidos húmicos y fúlvicos. Los primeros poseen mayor peso molecular, grado de polimerización, tamaño de partículas

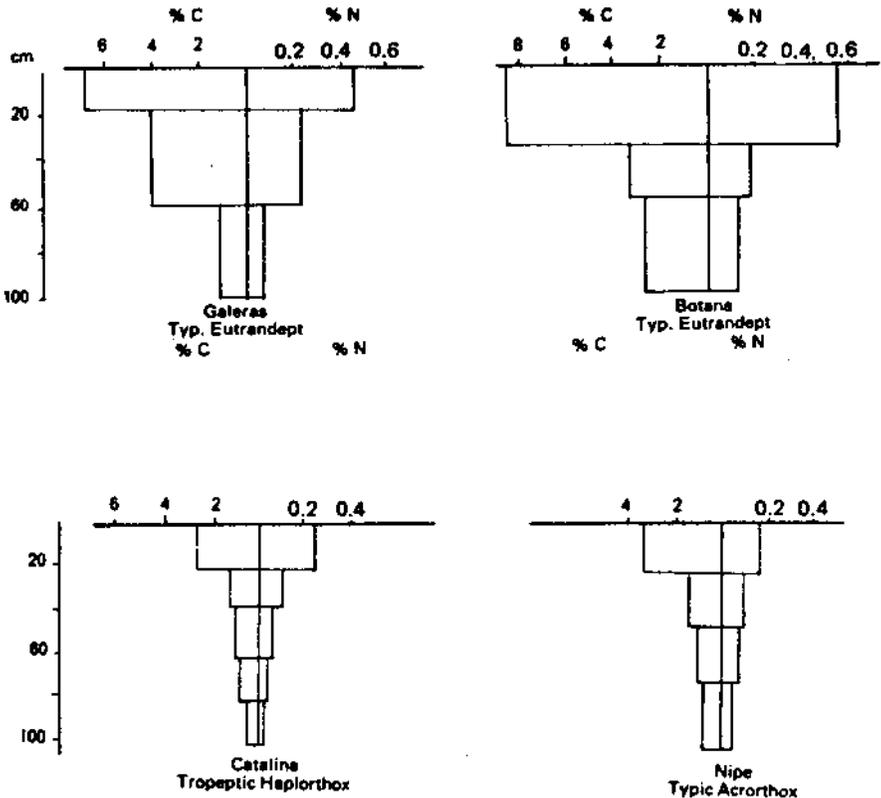


Fig. 2.6. Distribución del carbono y nitrógeno en cuatro perfiles de suelo. (Según Fassbender y Guerrero (25); Fassbender, *et al.* (27)).

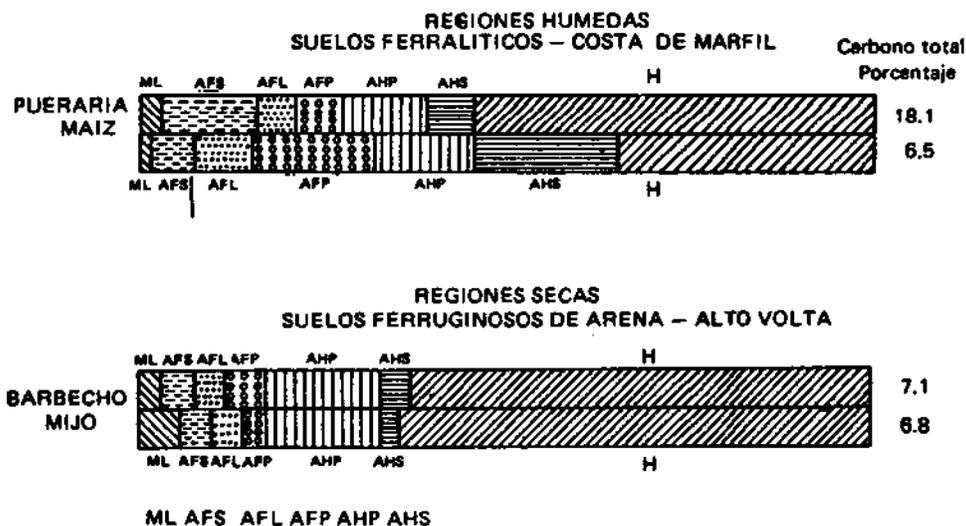


Fig. 2.7. Materia orgánica de C total (%): ML, materiales livianos; AFS, ácidos fúlvicos (con soda); AFL, ácidos fúlvicos libres; AFP, ácidos fúlvicos (con pirofosfato); AHP, ácidos húmicos (con pirofosfato); AHS, ácidos húmicos (con soda); H, huminas. (Dabin (17, 18); ver además en Cerri *et al.* (16)).

Cuadro 2.6. Fraccionamiento de la materia orgánica en suelos de sabanas. (Andreux y Becerra (5)).

Serie	Horizonte (S)	C total (Ct) % de S	C libre % de Ct	C ligado % de Ct	Extracción Pirofosfato		Extracción Soda	
					Ct %	AF/AH	Ct %	AF/AH
GA	A ₁	2.18	6.06	93.94	41.19	0.90	43.40	1.22
	A ₃	1.99	—	—	39.70	0.87	42.10	1.00
MA	A ₁	0.68	—	—	30.90	0.47	45.60	1.38
	A ₃	0.42	—	—	32.38	0.83	50.00	1.62
JE	A ₁	1.44	—	—	29.88	1.55	30.50	2.30
	B ₁	0.77	—	—	35.06	1.50	38.10	2.04
JA	A ₁	0.48	—	—	25.00	2.33	47.90	1.47
	B ₁	0.34	—	—	29.40	3.00	57.10	—
HI	A ₁	0.88	—	—	27.72	2.60	39.80	1.50
	B ₁	0.54	—	—	24.07	2.66	44.40	2.00
UR	A ₁	4.81	10.60	89.40	44.00	0.40	51.00	0.57
	A ₃	2.60	12.70	87.30	46.80	0.48	52.50	0.72
MI	A ₁	5.12	14.85	85.15	38.35	0.69	44.90	0.74
	A ₃	3.07	7.16	92.84	49.50	0.52	58.70	0.90
AR	A ₁	1.62	29.40	70.60	34.82	0.96	52.90	0.91
	B ₁	0.41	36.55	63.45	25.60	0.83	73.60	1.17

resultantes, y mayor agregación, estabilidad y color más oscuro. Los ácidos fúlvicos, por el contrario, presentan una mayor reactividad y colores más claros. De ello se desprende que la predominancia de uno u otro grupo de sustancias húmicas confiera propiedades muy diferentes a los suelos; suelos con un coeficiente de ácidos húmicos/ácidos fúlvicos > 1 presentan colores más oscuros, mayor agregación y estabilidad, alta capacidad de intercambio catiónico y alto grado de retención de agua.

Las técnicas de identificación de sustancias en los extractos húmicos son muy variables; algunas se han desarrollado ampliamente en las últimas décadas, como la titulación, la cromatografía, la electroforesis, la espectrometría infrarroja y la espectroscopía de fluorescencia. Estas técnicas son altamente especializadas y, hasta ahora, han sido muy poco aplicadas en suelos tropicales (ver Stevenson (82), Schnitzer y Khan (78), McLaren y Peterson (63), McLaren y Skujins (64), Ziechmann (87)). Según Rosell *et al.* (71) se pueden diferenciar por medio de una curva única de titulación los siguientes tipos de acidez:

- Tipo I. Grupos -COOH disociados;
- Tipo II. Grupos -OH fenólicos disociados y algunos grupos -COOH débilmente asociados; y
- Tipo III. Grupos -OH fenólicos y alcohólicos titulables, ambos débilmente o poco asociados.

La suma de los grupos I y II se considera como la acidez total. Para la caracterización de estos grupos de acidez se utiliza la diferencia de extensión (Δ Lineal) en la banda de 620 nm. Resultados muy recientes sobre los grupos funcionales y propiedades espectrales del humus de suelos en Argentina, se encuentran en el Cuadro 2.7.

La espectrometría infrarroja ha permitido los mayores adelantos en el campo de la identificación de sustancias. Al pasar un rayo de luz infrarroja a través de una muestra preparada de materia orgánica se produce la activación de grupos atómicos y el desarrollo de bandas de absorción de luz características. Este método permite reconocer diferentes grupos atómicos o grupos funcionales, sin destruir la integridad química de la sustancia.

En la fig. 2.9. se presentan los resultados obtenidos por Paolini (69) en los ácidos húmicos de los horizontes Ah de un Latosol y de los horizontes A_h y B_h de un Spodosol en San Carlos de Río Negro, en Venezuela.

Todas las muestras analizadas muestran bandas de absorción en 3 430 cm⁻¹ (grupo hidroxílico), 2 820 y 2 850 cm⁻¹ (grupos CH), 1 715 cm⁻¹ (C = O y grupo carboxílico), 1 610 cm⁻¹ (enlace C = C), y 1 220 cm⁻¹ (enlace C-O de grupos carboxílicos y fenólicos).

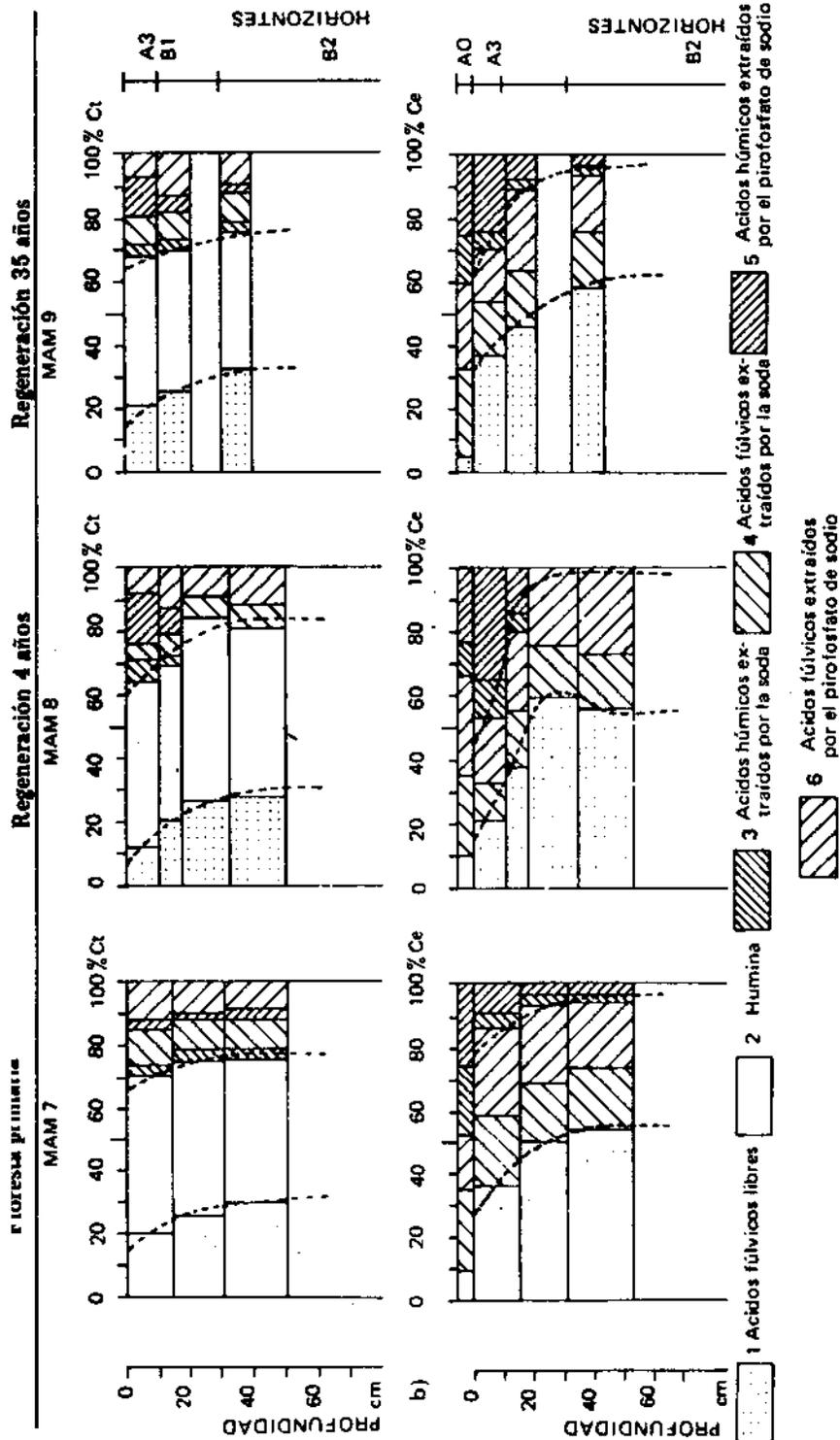


Fig. 2.8. Variaciones de la distribución del C en las fracciones de humus en profundidad en suelos de la región amazónica: (1) floresta primaria; (2) explotación, 4 años; (3) explotación y regeneración, 35 años. a = C de cada fracción en por ciento de C total, C_t; b = C de cada fracción en por ciento de C del total de las fracciones extraídas, C_e. (Manarino, *et al.* (61); ver Carrí (16)).

Cuadro 2.7. Tipos de acidez y valores de Δ Lineal en la materia orgánica de suelos en Argentina. (Según Panuska y Rosell (68)).

Suelo Horizonte y Lugar	Historia agrícola	Tipos de acidez me/g de AH purificado y seco					Δ Lineal a 620 nm
		I	II	III	I+II	Total operacional	
Argiabol típico A1 Rafaela (Santa Fe)	1- Sorgo 5 años	1.90	0.32	1.26	2.22	3.48	510.2
	2- Pastura natural	1.26	1.07	1.20	2.33	3.53	506.2
Natracuol típico Rafaela (Santa Fe)	1- Sorgo 5 años	1.07	0.66	0.85	1.73	2.58	241.3
	2- Pastura natural	1.77	0.57	1.01	2.34	3.35	563.9
Natracuol típico A1 Rafaela (Santa Fe)	1- Sorgo 5 años	1.71	0.61	0.95	2.22	3.17	268.8
	2- Pastura	1.45	0.25	1.52	1.70	3.22	375.9
Argiudol vértico A1 Rafaela (Santa Fe)	1- Sorgo 5 años	1.83	0.44	1.39	2.27	3.66	413.7
	2- Pastura	1.45	0.76	1.52	2.21	3.73	407.2
Udipsament A1 Rafaela (Santa Fe)	1- Arado	1.39	0.95	1.52	2.34	3.86	776.4
	2- Campo natural	1.45	1.23	2.27	2.68	4.95	768.0
	3- Con cultivo de frutilla	1.52	0.38	1.00	1.90	2.90	223.2
Argiudol típico A1 (Santa Fe)	1- Sorgo 5 años	1.77	0.63	2.15	2.40	4.55	751.9
	2- Trigo 5 años	1.45	0.98	1.17	2.43	3.60	439.6
	3- Alfalfa 5 años	1.71	1.07	1.52	2.78	4.30	628.6
	4- Pastura natural	1.33	1.01	1.71	2.34	4.05	449.9
Haplustol típico A1 Arroyito (Córdoba)	1- Sorgo 5 años	1.26	0.95	0.79	2.21	3.00	580.4
	2- Pastura	2.78	0.69	0.88	3.41	4.35	457.9
Argiustol típico A1 La Francia (Córdoba)	1- Sorgo 5 años	1.45	0.44	1.07	1.89	2.96	556.5
	2- Pastura	1.52	0.63	1.36	2.15	3.51	277.9

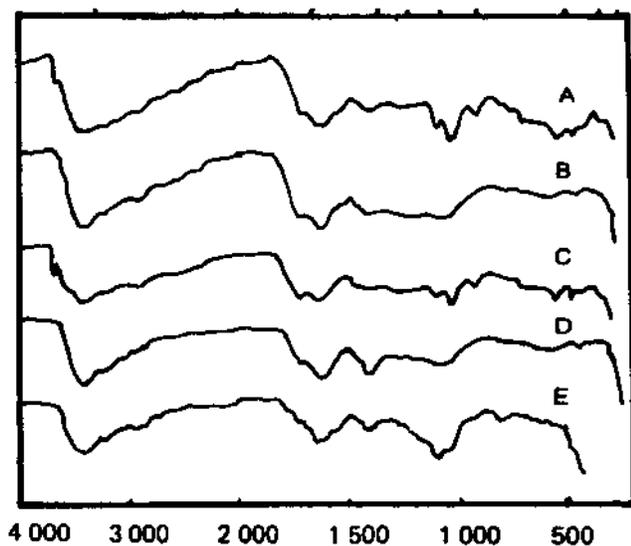


Fig. 2.9. Espectros infrarrojos en suelos de San Carlos de Río Negro, Venezuela (Paolini (69)).

A pesar de que existen institutos especializados en la investigación de la naturaleza y funciones de la materia orgánica en los suelos, ésta es una rama de la ciencia del suelo que ofrece bastantes incógnitas. Muchos investigadores reconocen su importancia y se dedican a su estudio, por lo que se espera que en el transcurso de las próximas décadas se tenga un conocimiento más exacto de todos estos problemas.

COMPONENTES ORGANOMINERALES DEL SUELO

La materia orgánica y la fracción inorgánica del suelo no actúan independientemente (o sea, sin influir la una sobre la otra), sino que en muchos suelos —por ejemplo, en los Andosoles— existen mezclas y uniones muy estables entre compuestos inorgánicos y orgánicos. Estas resultan de la combinación directa de estos materiales, por medio de enlaces de hidrógeno o por uniones, compartiendo la materia orgánica y el suelo, la atracción de un catión polivalente como el Ca_2 . En estas condiciones es posible imaginar uniones del tipo ilustrado en la Figura 2.10.

Según Greenland más de la mitad de la materia orgánica en algunos suelos —y a veces hasta un 95 %— se presenta en complejos organominerales (40). Estos últimos suelen ser de diferente tamaño y con frecuencia solubles y contribuyen al desplazamiento de los componentes en el suelo; los ácidos fúlvicos, de menor peso molecular promedio que los ácidos húmicos, son importantes en esto. Los complejos organometálicos influyen sobre la acidez y los mecanismos de retención de nutri-

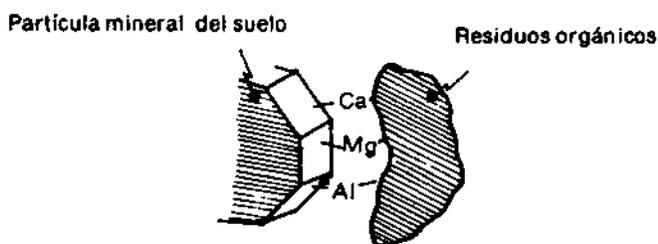


Fig. 2.10 Representación esquemática de la unión entre una partícula mineral y materia orgánica. (Según Bornemisza (13)).

mentos en el suelo. Las sustancias, tanto de tipo fúlvico como húmico, forman complejos organominerales, cuya estabilidad es de gran importancia para la regulación de procesos químicos.

Las constantes de estabilidad de los complejos de materiales orgánicos y micronutrientes en el suelo se relacionan con su disponibilidad y varían según la naturaleza de dichos materiales, la acidez del medio y los cationes presentes. En suelos de Argentina, Rosell y colaboradores (71, 72) han detectado complejos de cobre muy estables con los componentes orgánicos del suelo.

Los ácidos húmicos inmovilizan las sustancias minerales, y la unión por medio de cationes intercambiables de la materia orgánica con la fracción inorgánica, bloquean posiciones de cambio, y así puede ocurrir que la destrucción de dicha materia aumente la capacidad de cambio catiónico de un suelo, especialmente de Andepts, como lo han informado Guerrero y Bornemisza (44) y Soto (81), después de estudiar suelos de Costa Rica y Nicaragua. El último de estos autores da cuenta de una correlación negativa, significativa, entre la materia orgánica y la capacidad de cambio catiónico.

En suelos de tipo Chernozem se ha confirmado la existencia de la unión a través de Ca^{+2} , lo que dificulta en ellos la extracción de materia orgánica.

Los componentes organominerales se caracterizan por el tipo de enlace que presentan. Se distinguen tres tipos de enlace que originan sendos grupos a los que se asignan diversos grados de estabilidad; a saber:

- enlaces iónicos, de los que resultan complejos estables;
- enlaces de Van der Waals, que dan lugar a compuestos metaestables; y
- enlaces de hidrógeno, que originan complejos poco estables.

Evidentemente hay muchos casos mixtos en los que una parte de la molécula es atraída por grupos iónicos y otra parte por enlaces de hidrógeno o de Van der Waals.

Para que los componentes organominerales se puedan formar, debe haber descomposición inicial de la materia orgánica. Se sabe que las arcillas con superficie específica alta (esmedtitas, alofán) tienen numerosas oportunidades para reaccionar con compuestos orgánicos.

Cuando se agregan sustancias artificiales al suelo con algún propósito —servir de plaguicidas por ejemplo— influyen en ellas los mismos mecanismos de atracción que en la materia orgánica propiamente dicha. En consecuencia dichos productos agroquímicos son generalmente menos eficientes en suelos que retienen materia orgánica, aspecto que debe ser considerado cuando se aplican en Andepts o en suelos arcillosos o ricos en esmedtitas u otros minerales con alta superficie específica.

En suelos caoliniticos, la retención de materia orgánica es fuerte, según lo demostraron Abruña y Vicente (1). La fuerte retención de compuestos organominerales por parte de una fracción apreciable de la materia orgánica reduce su mineralización, como Broadbent y colaboradores (14) lo demostraron en suelos de Nueva Zelanda, y Borne misza y Pineda (9) en Costa Rica. Esta menor mineralización explica porque las plantas no pueden aprovechar con rapidez las abundantes reservas de nitrógeno en la materia orgánica de estos suelos. Por consecuencia, para obtener buenas cosechas se debe aplicar este elemento en varios cientos de kilogramos por hectárea, no sólo por las pérdidas debidas al lavado, sino también porque con la mineralización se libera poco nitrógeno. Sin embargo no se sabe mucho acerca del comportamiento de diferentes tipos de sustancias organominerales ni sobre sus distintas velocidades de mineralización.

Entre los compuestos organominerales hay muchos que contienen nutrimentos que, gracias al proceso de mineralización, se van liberando a un ritmo lento. En algunas condiciones, esta es la fuente principal de micronutrimentos, como lo demostró Soto (81) en el caso de los suelos volcánicos de Nicaragua.

Es difícil separar los compuestos organominerales del resto de la materia orgánica, lo que explica porque resulta complicada la obtención de materia orgánica completamente libre de sustancias inorgánicas.

De lo anterior se deduce que la materia orgánica es un componente íntimamente relacionado, y unido por diversos mecanismos, a la parte mineral del suelo. Es prácticamente imposible comprender el comportamiento de los suelos si no se conocen las propiedades de la materia orgánica de los mismos y su interacción con la parte mineral.

CICLO DE LA MATERIA ORGANICA EN ECOSISTEMAS

El concepto del ecosistema

La naturaleza está ordenada en una jerarquía de sistemas de complejidad creciente, desde el nivel atómico hasta la biosfera como un todo. Entre aquéllos, los sistemas ecológicos (ecosistemas) son los conformados por componentes vivos y no vivos que interactúan entre sí.

En los ecosistemas ingresa energía de origen solar y materiales provenientes de otros sistemas. La energía solar se transforma en energía potencial, la que se almacena en los organismos vivos, y en la energía tér-

mica, la que se disipa en el espacio. La energía potencial es susceptible de ser aprovechada por el hombre, y el propósito básico (o primario) de los sistemas de producción es su máxima utilización. El manejo y eventual mejoramiento de los ecosistemas agrícolas ocurren sobre la base de una comprensión adecuada de su estructura y funcionamiento, tarea en extremo compleja dada la cantidad de aspectos que deben considerarse obligadamente.

Para facilitar ese trabajo a menudo se recurre a la metodología del análisis de sistemas, el que permite representar fenómenos complicados, en términos relativamente simples que esquematizan los aspectos prominentes y básicos de la situación analizada.

Los ecosistemas, o parte de ellos, pueden ser descritos mediante modelos que constituyen una representación simplificada de la realidad. En los modelos se exaltan los aspectos más sobresalientes del sistema, de acuerdo con el objetivo de la investigación. Existen diversos tipos de modelos. La forma más elemental es el denominado modelo verbal, que consiste en una descripción con palabras del sistema en estudio; así se deben establecer los componentes, el tipo de interacciones, los límites

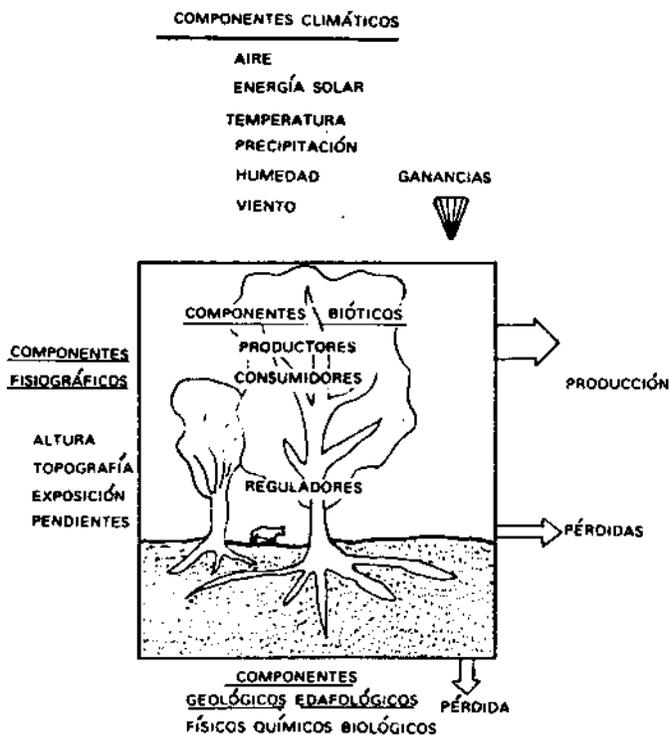


Fig. 2.11. El ecosistema y sus componentes.
(Según Fassbender (30)).

del sistema, sus entradas y salidas. Una descripción mediante bloques, que representan los componentes del sistema, y flechas, que indican el sentido de las interacciones, da lugar al modelo de compartimientos o diagrama de flujos. En la Figura 2.11 —que será detalladamente explicada en la sección siguiente— se presenta un sistema idealizado natural o en explotación (30), en el cual las entradas corresponden a un sistema simplificado (natural o en explotación) con sus componentes bióticos (plantas y animales) y sus componentes abióticos (clima, fisiografía, suelo y material geológico); todos estos componentes tienen interaccio-

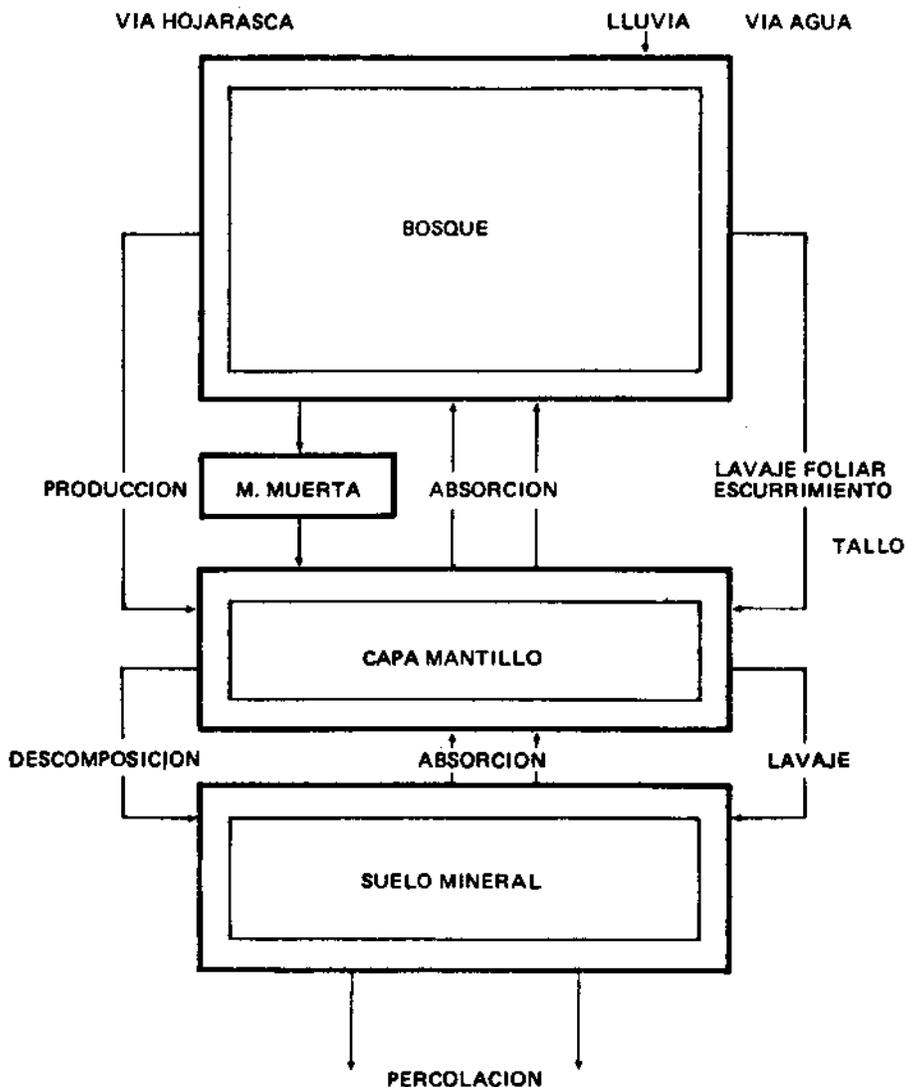


Fig. 2.12. Esquema básico de los compartimientos de un ecosistema forestal y sus procesos de transferencia y cambio. (Según Grimm y Fausbender (42)).

nes múltiples entre ellos. El sistema representa ganancias (radiación solar, precipitación y gases atmosféricos) y pérdidas (lavaje, escorrentía, producción agrícola, calor y otros).

El concepto fundamental de las bases edafológicas de ecosistemas y sistemas de producción netamente agrícolas, pecuarios, forestales y agroforestales, está representado en la Figura 2.12 (42). El aporte del suelo se basa en su profundidad; así provee el sostén para las plantas y participa directamente en los ciclos del agua y elementos químicos que se desarrollan en la biosfera. Un análisis de los ciclos implica una especificación estática (el inventario de los recursos en compartimientos) y una medida dinámica (la descripción de los procesos de flujo entre compartimientos). El agua juega un papel muy importante dentro de todos los procesos, por eso se necesita una explicación especial. El ciclo de la materia orgánica —que es el resultado de los procesos biológicos del sistema de producción— es primordial y conlleva la acumulación y transferencia de los elementos químicos. Las acciones de manejo del sistema (fertilización, encalado) y las cosechas representan, respectivamente, entradas y salidas que deben estudiarse en detalle. Es de acuerdo con todas estas consideraciones que pueden desarrollarse los modelos respectivos.

Las técnicas con modelos constituyen una valiosa herramienta para la investigación de sistemas, ya que permiten formular las relaciones entre los componentes de un modo inequívoco —tal como fue interpretado por el investigador—, y destacar los aspectos sobresalientes, facilitando la distinción de los que son suficientemente conocidos, de aquellos que no lo son. Hechos adecuadamente medidos, pero cuyo proceso íntimo no es conocido en detalle, pueden ser representados mediante el modelo de caja negra.

Análisis e inventario de las reservas orgánicas de ecosistemas

Los ecosistemas son la base unitaria de la estructura y funcionamiento de la naturaleza; así es posible reconocer en ellos los elementos característicos (Figuras 2.11 y 2.12; ver Fassbender (30)).

a. Componentes. Se clasifican en bióticos y abióticos; los primeros incluyen todos los organismos vivos y los segundos el resto de componentes del ecosistema.

- 1) Componentes bióticos. Desde el punto de vista energético hay dos grandes grupos: los autótrofos (productores) y los heterótrofos.
 - a) Autótrofos: estos son los que captan la energía de origen solar y compuestos inorgánicos simples; luego a través de la fotosíntesis, elaboran sustancias orgánicas complejas ricas en energía potencial que garantizan su funcionamiento metabólico. Este grupo incluye las plantas.
 - b) Heterótrofos: estos no son capaces de fabricar sus fuentes de energía propias y dependen enteramente, para esto, de los excedentes que quedan de lo producido por las plantas una vez satisfechas sus necesidades. A partir de estos productos, los animales (consumidores) elaboran su protoplasma específico; por ende

los descomponedores obtienen la energía para su funcionamiento de los complejos orgánicos tanto de plantas como de animales, transformando esos productos en sustancias inorgánicas simples disponibles nuevamente para las plantas.

2) Componentes abióticos. En los ecosistemas terrestres se reconocen los climáticos, fisiográficos, geológicos y edafológicos.

- a) Climáticos: 1) la energía solar, que en su forma lumínica sustenta la fotosíntesis y en su forma térmica es responsable de los cambios de corto y largo plazo de la temperatura; 2) el agua, que en su estado líquido entra al ecosistema como precipitación o florecimientos subterráneos y en su estado gaseoso es humedad relativa relevante en la provocación de fenómenos atmosféricos (formación de lluvias, por ejemplo), útiles para el intercambio gaseoso de las plantas con el ambiente; 3) el viento, importante en procesos biológicos como la distribución de especies, la polinización y la destrucción física de organismos; 4) el aire, con sus concentraciones de oxígeno, nitrógeno y CO_2 . Hay otros componentes que no se analizarán esta vez.
- b) Fisiográficos: estos componentes están muy ligados a los climáticos; se refieren a la topografía del terreno, su elevación (la temperatura disminuye 0.6°C por cada 100 metros de altura), su pendiente y su orientación geográfica (la que define las horas de exposición a la luz solar).
- c) Edafológicos y geológicos: estos definen las características físicas del suelo (su granulometría y retención de agua), las químicas (pH, materia orgánica, minerales primarios y secundarios) y las biológicas (riqueza biótica).

b. Entradas. Son los aportes físicos, químicos o biológicos que contribuyen a la estructura y funcionamiento del ecosistema. La luz, la precipitación, los animales migratorios o el agua de inundaciones pueden considerarse como entradas a los ecosistemas.

c. Salidas. Son los productos, desechos o partes del ecosistema que lo abandonan por cualquier vía. La energía térmica que se desprende de los cuerpos calientes; las aves que migran a nuevos sitios; el agua que se pierde por escorrentía o infiltración profunda; y el suelo que se pierde por erosión, son algunas de las salidas del ecosistema.

d. Límites. En los ecosistemas naturales estos límites son usualmente difíciles de establecer, a no ser que haya un rasgo ambiental muy definido (un río, un peñasco, otros); sin embargo, en el modelo del ecosistema sí pueden aparecer, según sean los intereses del investigador.

e. Interrelaciones. La interdependencia entre los componentes del ecosistema determina sus características. El flujo de energía, el ciclo de materiales, la descomposición, la sucesión y los mecanismos homeostáticos aparecen entre los más importantes procesos en los ecosistemas.

Respecto del flujo de energía hay algunos conceptos de importancia

que deben aclararse. La producción se refiere a la cantidad de biomasa que existe en determinado momento; la productividad se refiere al proceso fotosintético que ocurre, por unidad de tiempo y área, en los cloroplastos de las plantas. El costo energético para mantener en funcionamiento a los productores se expresa como gastos de respiración celular, los que sustraídos a la cantidad total de energía radiante convertida en energía química (productividad primaria bruta), da por resultado la productividad primaria neta. Este excedente es el que queda disponible para los consumidores, y cuyo uso tendrá distinta eficiencia (productividad secundaria).

Estos conceptos son aplicables a todos los ecosistemas y sistemas de producción agrícola, pecuaria o forestal. En la Figura 2.12 se presenta un modelo ampliado de un ecosistema basado en estudios realizados en bosques naturales de los Andes de Venezuela (Grimm y Fassbender (42)). El estudio citado puso énfasis en ciclos nutritivos. En la misma Figura 2.12 se esquematizan los procesos de producción de materia verde, traslocación y descomposición, paralelamente al de escurrimiento del agua en el ecosistema. El ingreso de agua y materiales al sistema ocurre con la precipitación; el egreso está representado por la percolación. Por razones de simplificación no se analiza el flujo de energía y se considera que no existe transporte de materiales por aprovechamiento forestal.

En el mismo estudio, y tomando en cuenta la distribución por especies y por diámetros, se escogió un área de aproximadamente una hectárea representativa y se hizo una determinación de biomasa en un grupo de árboles para cosecha. Para ello se tumbaron y cubicaron; y utilizando la densidad aparente se calculó la biomasa de tallos. Se cortaron todas las hojas de las copas y se pesaron para determinar la biomasa de las mismas; la determinación de la biomasa de ramas se hizo en forma similar. Seguidamente se realizó la determinación de la capa de mantillo utilizando un marco de madera de 50 x 50 cm, con un área conocida de 0.25 m². El procedimiento consiste en colocar el marco sobre el suelo e ir sacando todas las hojas de la capa de mantillo tomando en cuenta sus características como O_L, O_F, O_F; luego se apartan y muestrean por separado, secándolas, y se obtiene el peso seco para determinar la biomasa total de la capa de mantillo.

El contenido de materia orgánica o carbono en el suelo se puede diferenciar en el perfil del suelo por horizontes: horizonte húmico A₁, el horizonte de meteorización B₁, del horizonte gleyzado G; también se puede utilizar una distribución en profundidades (por ejemplo 0-20, 20-40), realizando el análisis de suelo según estratos y obteniendo sus características de materia orgánica.

Para hacer el análisis de la biomasa de raíces se utilizó un anillo metálico con una profundidad de 10 cm; este se va introduciendo en el suelo tomando muestra de agua, y utilizando un tamiz se van separando las partes en sus diferentes diámetros, 0.5 cm, 0.5 a 2.0 cm, 2.0 a 5.0 cm.

Este estudio cubrió un total de 13 parcelas y se hizo un análisis completo a modo de inventario de la materia orgánica, distribuyendo la fitomasa en la parte aérea, raíces y en la madera muerta; la capa de

mantillo sobre el suelo mineral y el suelo mineral como tal. La fitomasa total llegó a 348 t.ha^{-1} distribuidas parcialmente como sigue: 62% en tallos; 10% en ramas, 21% en raíces, 2% en hojas y epífitas. (Figura 2.16; Cuadro 2.8).

Esta distribución es típica. En muchas investigaciones realizadas, la capa de mantillo acumulada representa un 10% del total, pero en el suelo se encuentra otra distribución, ya que los suelos varían con la profundidad; se ha comprobado que el contenido de materia orgánica disminuye con la profundidad del suelo. En estudios comparativos de la biomasa viva de ecosistemas tropicales a nivel mundial, se constata que los valores varían entre $1\ 190 \text{ t.ha}$ en casos excepcionales como en Santa Fe (Panamá) —donde se tienen características pantanosas— y 180 t.ha en el ecosistema de Cararé (Colombia). Sin embargo los valores normales hallados están entre 250 y 400 t.ha . La comparación de los valores encontrados es muy difícil ya que la metodología de medición usada en cada estudio o región no es siempre la misma (Figura 2.13).

El porcentaje de la biomasa de los tallos, en el caso de representar valores altos, implica que los estudios han sido incompletos, porque no se han determinado las raíces o bien las epífitas. El contenido de biomasa de hojas a nivel mundial está entre 5 y 12 t.ha^{-1} , teniendo un valor promedio entre 7 y 8 t.ha^{-1} dentro de los sistemas estudiados en bosques primarios.

Naturalmente hay una diferencia entre bosques primarios de áreas altas, como Nueva Guinea y Puerto Rico, y otro de zonas bajas de menos de $1\ 000$ metros de altura, incluyendo los bosques de llanura.

Transformaciones de la materia orgánica

En el ecosistema, la vegetación es una variable dependiente e independiente. El establecimiento y desarrollo de ella en un área determinada depende de los factores ambientales y edafológicos (suelo, clima, organismos, relieve y tiempo). Después de su formación, y al llegar a un estado de equilibrio con los factores ambientales, la vegetación suministra residuos vegetales (hojas, ramas, flores, frutos, raíces y tallos) que al descomponerse son incorporados al material mineral del suelo.

Para describir el ecosistema es necesario referirse a la formación vegetal como un factor estático, y al estudio del ciclo de los minerales y materiales orgánicos, como un factor dinámico. Los aspectos más importantes del ciclo de los residuos vegetales son: la cantidad de los residuos vegetales agregados a cada unidad del suelo en un cierto período, la composición biogeoquímica de los residuos, los procesos de descomposición y humificación de los residuos, y la liberación de CO_2 y elementos químicos.

La velocidad de descomposición de los residuos y la formación de humus dependen de la actividad de los animales y microorganismos saprófagos del suelo; los estudios a este respecto son aún muy esporádicos. Los resultados de tales procesos son más accesibles, ya que las formas de humus tienen estructuras definidas (capa de mantillo y materia orgánica del suelo mineral) que se pueden analizar en detalle.

La intensidad del ciclo de la materia orgánica se puede expresar por medio del índice de transformación, determinado por Jenny *et al.*

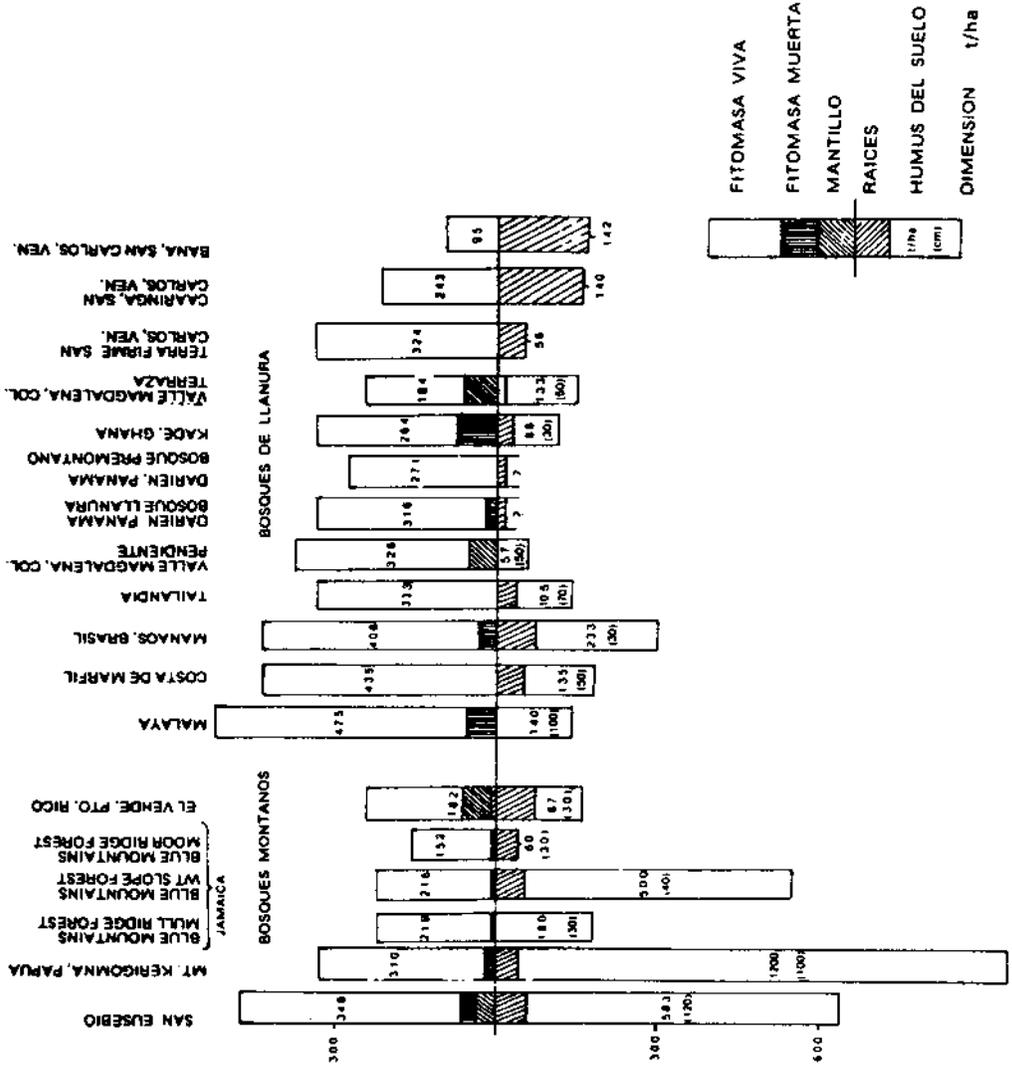


Fig. 2.18. Reservas orgánicas de algunos ecosistemas forestales montañosos y de llanuras, (Según Grimm y Fassbender (42); Herrera y Klinge (48); Cannel (15)).

(Continúa Fig. 2.13)

Ecosistemas Montanos	Bibliografía de consulta	Fitomasa				Reservas (t.ha ⁻¹)			Transferencias (t.ha ⁻¹ .a ⁻¹)		
		Área Viva	Área Muerta	Raíces	Mantillo	Total	Vegetación suelo	Residuos aéreos	Residuos biomasa mantillo		
San Eusebio	Fasbender y Grimm (29)	348	24	57	38	310(40)	0.59	7.0	2.0	18	
Venezuela	Grimm y Fasbender (42)	85	7.7	9.2	30	21					
13 Parcelas (+5)		310	11	40		(25)	691	8.0	2.6		
Kerigoma	Edwards (21)										
Papúa											
Blue forest	Turner (65)										
Jamaica											
<i>musur</i>		216	—	54		500(45)	0.54	7.0	3.2		
<i>muil</i>		219				180(40)	1.22	6.0	2.7		
El Verde	(Dubu y Pigeon (67))										
Puerto Rico		182		72	60	81(30)	4.02	6.0	3.3	1.0	
Ecosistemas de											
Llanura											
Manaus	Klinger (56)	406	25	67		114(30)	6.12	6.0	1.5		
Brasil											
Magdalena	Folgar et al. (13)	181	5	9	54	185(50)	3.87	1.87	3.8	1.3	
Colombia											
Llanura		326			52	55(50)	4.33	6.87			
Depresión											
Darién	Gilley et al. (37)										
Panamá											
Premontano		271		13				5.0	2.0		
Sabana		316	15	11				5.0	1.6		
Llanos											
Occidentales											
Venezuela	Has y Folgar (17)	398	—	—	9	76(50)	4.83	6.0	2.0		
San Carlos											
Venezuela		324	—	26	—	—	—	—	—	—	
Tierra Firme	Jordan y Uhl (53)	243		140							
Colombia	Herrera y Klinger (48)	95		142							
Bahía		264	72	25		87(30)	4.48	4.15			
Kade	Greenland y Kowal (38)										
China											
Banco		435		49		170(50)	634	2.85	3.0	0.7	
Costa de Marfil	Hattel y Reverat (49)										
Malaya	Kwa et al.	475	49	—	—	140(100)	664	3.74	4.0	0.80	

(52); para la obtención del índice se aplica la fórmula siguiente:

$$C = \frac{R}{R + H} \cdot 100$$

donde:

C es el coeficiente porcentual de descomposición de los residuos vegetales.

R es la producción anual de residuos vegetales por unidad de superficie.

H es la cantidad de humus en la capa de mantillo por unidad de superficie.

En las regiones tropicales y subtropicales existen algunas investigaciones sobre la producción de residuos vegetales. En Mérida, Venezuela, se estudió la producción de residuos vegetales en un sistema; en él se llegó a determinar una producción de los residuos de $6.97 \text{ t.ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, monto en el que la participación de las hojas fue alta, $3.4 \text{ t.ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, estando el resto compuesto por ramas, flores, frutos y epífitas. En función de la distribución de las lluvias y de las características fisiológicas de los bosques se tiene un determinado ciclo, el que puede ser influido por el agua; a medida que esta última va alcanzando su nivel crítico, las hojas se pierden y entonces llegan al suelo (Fassbender y Grimm (28)).

En comparación con los valores encontrados en otros ecosistemas montanos en el bosque de San Eusebio, Venezuela, se determinó un valor promedio de residuos vegetales; en otros bosques de llanura, como en Nueva Guinea, Puerto Rico y Colombia, se observan valores entre 5 y $8 \text{ t.ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ de deposición de residuos vegetales (Figura 2.14).

Para el estudio de las tasas de descomposición de las hojas o de las ramas, se colocaron hojas y ramas en cajas con tamiz arriba y abajo. Estas muestras fueron expuestas a condiciones de campo, y se determinó el peso seco tomando dos muestras cada dos meses, obteniéndose de este modo una curva de descomposición (Figura 2.15).

Si en la Figura 2.15 se proyectara la curva en un período de 18 meses, se podría observar que los residuos de hojas han sido descompuestos completamente e introducidos en el suelo; se trata, en este caso, de un mantillo del tipo *mull*, en el que la descomposición de los residuos vegetales es bastante acelerada. En el caso de las raíces y los troncos, la descomposición es mucho más lenta; para llegar a cero sería necesario que transcurrieran 12.5 años.

Con base en los datos obtenidos sobre las reservas de materia orgánica en los diferentes compartimientos del ecosistema y tomando en consideración las tasas de transferencia entre los mismos, se puede postular el modelo de ciclo de la materia orgánica correspondiente.

A manera de ejemplo en la Figura 2.16 se presenta el ciclo de la materia orgánica para el ecosistema forestal montano de San Eusebio,

Venezuela; la Figura se basa en los datos de Grimm y Fassbender (42, 28). Para la descripción correspondiente se ha considerado una profundidad del suelo de 40 cm; ello debido a que las raíces finas, responsables de la absorción de agua y de elementos nutritivos, forman una zona de enraizamiento intensiva en esa profundidad —en mayores profundidades, las raíces finas disminuyen notablemente—. La materia seca del ecosistema —que alcanzó un peso total de 785 t.ha^{-1} — se encontraba distribuida en la vegetación, en el mantillo (con madera muerta) y en el suelo, con 51.8 y 41 % del total. La única fuente de ganancia de materia orgánica es la fotosíntesis; la tasa de productividad neta anual, sin embargo, no se puede determinar, pues la edad del bosque no es conocida. Fuentes de pérdida maderables no existen en el ecosistema, ya que se trata de bosques primarios sin utilización antropológica; sólo existen fuentes de transformación, a través de la producción de residuos vegetales. Un aspecto *sui generis* del ecosistema en estudio es la producción y descomposición de la materia orgánica.

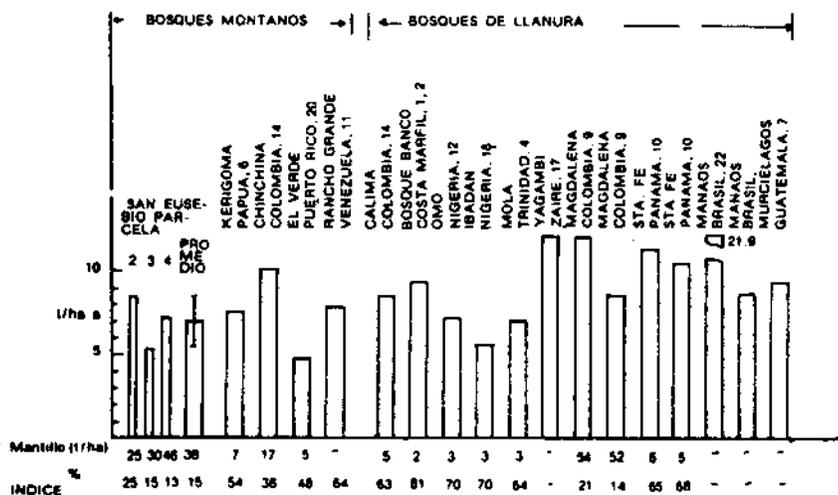


Fig. 2.14. Producción de residuos vegetales en diferentes ecosistemas tropicales (Fassbender y Grimm (28)).

La producción de hojarasca o residuos vegetales finos es —con $7 \text{ t.ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ — bastante importante, pues su tasa de descomposición es alta (70% de la producción anual); los residuos de tallos y raíces, por su parte, alcanzan 4.8 y $3.2 \text{ t.ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ respectivamente. En consecuencia ingresan $15.0 \text{ t.ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ por estos rubros en la capa de mantillo.

La velocidad de descomposición de los residuos es alta en general, pues sólo se encontraron 38.0 t.ha^{-1} en total, de las cuales la mayor parte estaba en su fase de humificación. La forma del mantillo corresponde a un *moder*, caracterizando procesos de transformación rápidos (en función de las temperaturas, las condiciones hídricas y la disponibilidad de elementos químicos) y una actividad microbiana bastante in-

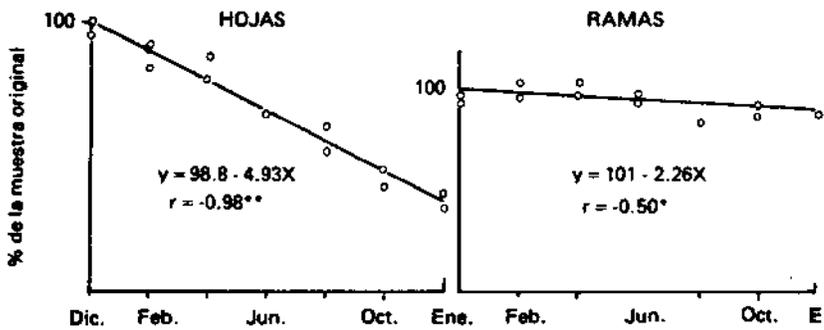


Fig. 2.15. Líneas de descomposición de los residuos de hojas y ramas. (Según Fassbender y Grimm (28)).

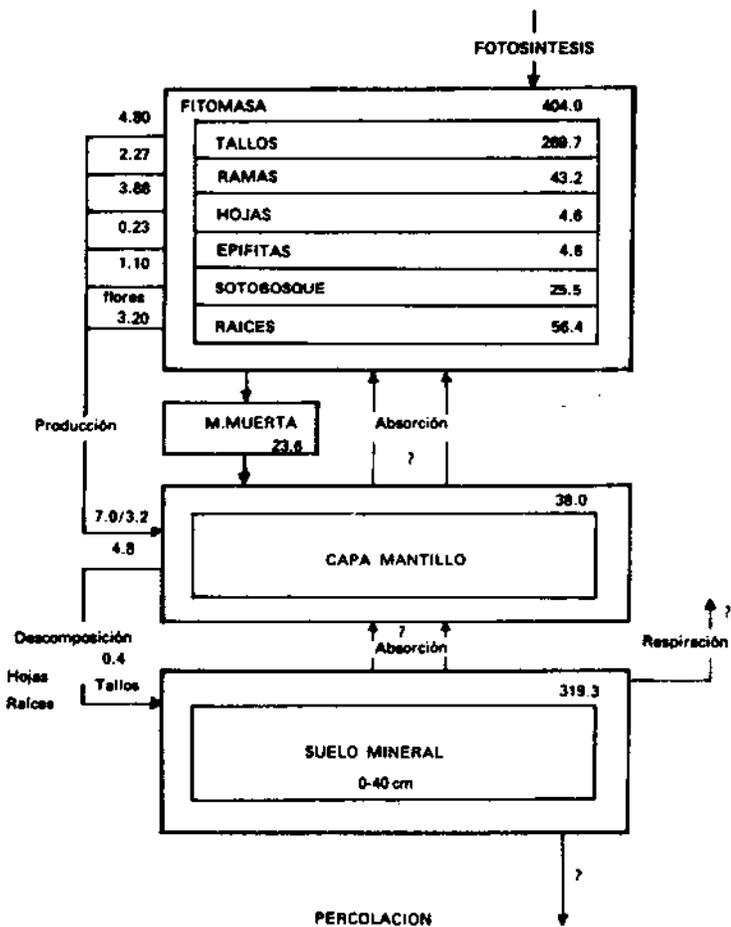


Fig. 2.16. Ciclo de la materia orgánica en el ecosistema montano de San Eusebio, Venezuela. (Adaptado de Grimm y Fassbender (42, 43); Fassbender y Grimm (28, 29)).

tensa. Con base en las tasas anuales de descomposición de los residuos de hojas y ramas se han calculado la descomposición y la acumulación de sustancias húmicas orgánicas en el suelo mineral.

Así, la materia orgánica se ha acumulado paulatinamente en el suelo mineral; la absorción directa por las plantas es nula y la pérdida por respiración de microorganismos es desconocida. En todo caso, las reservas son bastante altas, y de ello resulta —como se analizó anteriormente— una alta estabilidad del ecosistema.

MATERIA ORGANICA EN SISTEMAS DE PRODUCCION

Efecto de la tala y quema

Cualquier intento de explotación de los bosques empieza con la tala y quema de los mismos. Esto produce, en primera instancia, una interrupción en el ciclo natural de nutrimentos —en especial en el de la materia orgánica, debido a que cesa la producción de residuos vegetales y ya no ocurre degradación y mineralización de los mismos—. Además, el suelo queda expuesto a los fenómenos climáticos, los que causan diversos problemas, como la erosión hídrica.

El proceso de tala empieza, normalmente, al finalizar la época de lluvias; de ese modo se pretende aprovechar la época seca para facilitar la quema de los restos vegetales y así poder sembrar antes de la siguiente temporada de lluvias.

Los efectos de la quema son muy variados. El primero es el calentamiento superficial del suelo, lo que acarrea la destrucción parcial del mantillo. Otro efecto es la alteración de diversas propiedades del suelo y de características de la población microbiana del mismo. La temperatura que se desarrolla en estas quemas depende de factores tales como la cantidad de fitomasa, los tipos de restos vegetales, la posición de los restos (dispersión o amontonamiento), el grado de humedad, los factores climáticos (como la humedad del aire), la precipitación en el momento de la quema y lo vientos que atizan el fuego. (Ver Figuras 2.17 y 2.18).

Las temperaturas desarrolladas son variables y sobrepasan los límites biológicos que conducen a la esterilización parcial del suelo, reduciendo la actividad microbiana. Valores de 60°C o superiores son críticos, pues producen la desnaturalización de las proteínas. Con temperaturas entre 80 y 100°C se acelera la oxidación de la materia orgánica, con la respectiva producción de CO₂ que pasa a la atmósfera. Con temperaturas mayores de 300°C, el N asociado con la materia orgánica se desprende en forma de óxidos y también se pierden ciertas cantidades de azufre (Figura 2.17). En casos extremos se producen temperaturas hasta de 800°C.

Los otros elementos, en especial el P, K, Ca y Mg, se acumulan en las cenizas que se depositan en el suelo donde posteriormente reaccionan con el agua ante las formas iónicas; de esta manera, si bien aumenta su disponibilidad, al mismo tiempo se hacen más susceptibles al lavado. Todos estos procesos de oxidación conducen a cambios en el pH, comúnmente, aumentándolo.

Hacer un balance exacto de las pérdidas de elementos nutritivos que genera la quema es difícil, ya que las temperaturas varían debido

a los diversos factores expuestos, lo mismo que las cenizas debido a los fenómenos climáticos. Solamente un muestreo muy sistemático es confiable.

Materia orgánica en sistemas de producción agrícola rotativa

En los sistemas de explotación rotativa (*shifting cultivation*) se tiene en uso al suelo durante un período breve e intensivo, que es seguido por una etapa larga de regeneración de su fertilidad. Es un hecho comprobado en los trópicos, que la fertilidad de los suelos y las cosechas disminuye rápidamente en aquellas áreas que son explotadas después de la tala y quema de los bosques; se ha informado de casos extremos (explotación del maní en el Congo), en que la disminución de la producción en una segunda cosecha llega a ser del 86%. El grado de reducción de la fertilidad depende de las características del suelo (contenido de humus, nitrógeno y otros elementos nutritivos; contenido de arcillas, pH, grado de agregación de las partículas, número y actividad de los microorganismos), de la secuencia o rotación de los cultivos (los monocultivos por ejemplo llevan a una degradación acelerada), de la intensidad de explotación y de las prácticas de cultivo y control de la erosión utilizadas y desarrolladas.

Las pérdidas de fertilidad de los suelos se deben también a diversos procesos, entre ellos: la falta de restos vegetales para la mineralización; el aumento de las enfermedades y parásitos; los cambios en las propiedades físicas del suelo (especialmente del régimen hídrico y de la aireación); las pérdidas de elementos nutritivos (tanto por extracción de los cultivos y lavado como por erosión); las pérdidas de humus por erosión y escorrentía y los cambios en el ambiente microbiológico del suelo. Estos procesos, por lo general, ocurren juntos; la degradación de la fertilidad es el resultado del comportamiento colectivo de ellos, y muy pocas veces es posible indicar una sola causa del fenómeno. Generalmente después de una explotación intensiva del suelo, entre dos y cinco años, se alcanza un grado de agotamiento tan elevado de la fertilidad del mismo que los agricultores optan por abandonar la parcela procurando encontrar una nueva en la cual iniciar otro ciclo de explotación, carácter tradicional en el sistema rotativo de uso agrícola del suelo (Figura 2.19, Cuadro 2.8).

Algunos autores han propuesto modelos matemáticos para representar el agotamiento y regeneración del suelo con un proceso de explotación rotativa; para ello han considerado entre otras cosas, la pérdida de fertilización y la disminución y regeneración de los diferentes nutrimentos (Cuadro 2.8).

En las parcelas abandonadas se produce, en un largo plazo, una recuperación progresiva de las condiciones de fertilidad del suelo. El plazo de regeneración puede estar entre ocho y 30 años, aunque en condiciones favorables de suelo se puede acortar bastante. En esta etapa de descanso de las tierras, se desarrolla un bosque secundario, de nuevo se acumulan elementos nutritivos en la vegetación, se restablece la producción de restos vegetales y su mineralización, y el suelo alcanza finalmente su fertilidad original. Algunos autores han podido determinar la acumulación de elementos nutritivos en la vegetación de regeneración y

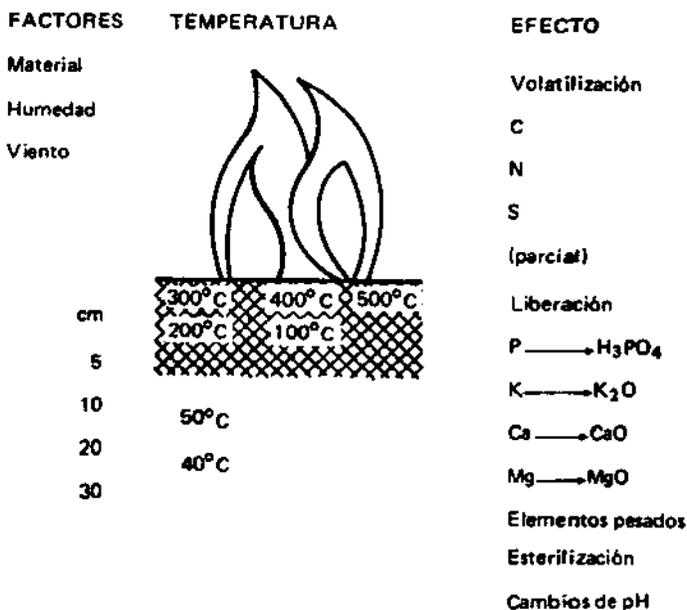


Fig. 2.17. Efecto de la quema sobre los elementos nutritivos del suelo. (Fassbender (24)).

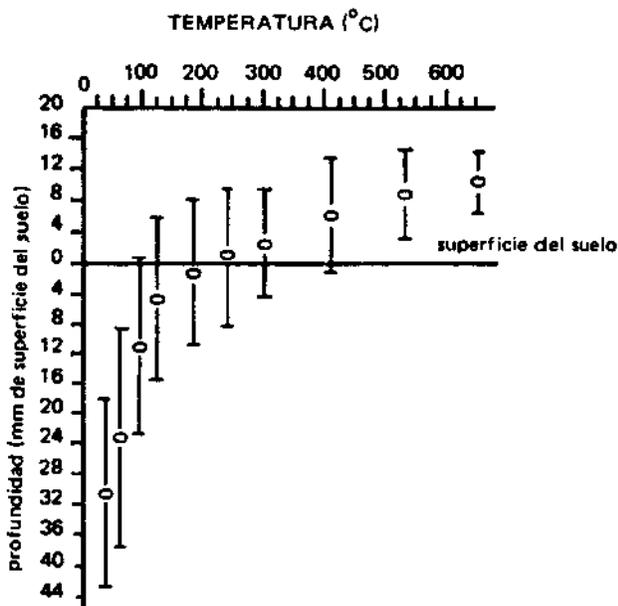


Fig. 2.18. Desarrollo de la temperatura durante la quema. (Según Ewel, et al. (22)).

Cuadro 2.8. Comportamiento del C y N en los suelos agrícolas en explotación. Disminución del contenido de C y N en diferentes condiciones climáticas y sistemas de cultivos. (Según Jagnow (50); ver Fassbender (26)).

Lugar	Lluvia mm	Explotación	Años	Muestra	pH	%C	%N	Disminución porcentual anual de humus (*)
1 Trinidad	2000	Explotación rotativa (Shifting)		Inicial		1.57	0.06	14.5
				Final		1.15	0.05	
2 Trinidad	2000	Maíz-leguminosa	6	Inicial	6.1	1.02	0.13	3.2
				Final	6.7	0.84	0.11	
3 Ghana	2080	Maíz-yuca	8	Inicial	6.0	2.19	0.164	
				Final	5.0	1.50	0.128	4.8
4 Ghana	1500	Yuca	6	Inicial	5.7	2.12	0.191	
				Final	6.0	1.63	0.148	4.4
5 Ceilán	1500	Explotación rotativa	2	Inicial	7.4	2.55	0.218	
				Final	7.4	2.15	0.187	8.3
6 Ghana	1500	Suelo desnudo + cobertura bajo cacao	3	Inicial	6.9	2.41	0.230	
				Final	6.7	1.03	0.117	25.0
				Final	6.8	1.44	0.155	15.8
				Final	6.6	1.71	0.178	2.5
7 Uganda	1350	Algodón - sorgo - crotalaria	17	Inicial	6.2	3.30	0.292	
				Final	6.0	0.97	0.080	6.5
8 Kenia	1020	Maíz-mucuna	4	Inicial	7.7	1.20	0.13	
				Final	6.1	0.42	0.04	23.1
9 Senegal	1300	Sorgo-maní	6	Inicial	6.4	0.75	0.15	
				Final	5.4	0.50	0.15	6.8
10 Ghana	1300	Yam-maní-camote	6	Inicial	6.2	0.36	0.034	
				Final	5.7	0.28	0.025	4.0

(*) La disminución porcentual anual de C es calculada según la fórmula $\frac{\delta C}{\delta t} = K$ final, donde la disminución de humus en t años ha⁻¹, al nivel C final de acuerdo con una constante de proporcionalidad K.

han tratado igualmente de calcular, matemáticamente, la recuperación de estos elementos.

Un sistema de explotación rotativa, bien planeado y conducido, implica la utilización productiva y momentánea de pequeñas áreas o parcelas, y debe incluir la regeneración a largo plazo sin menoscabo de la fertilidad de los suelos. (Figura 2.19).

El problema socioeconómico del sistema de explotación radica en la falta de tierra en las áreas de mayor presión demográfica sobre el suelo, y en la necesidad de acortar el período de regeneración y alargar el de explotación; este último factor ha sido causa de desastres históricos, por ejemplo dentro de la cultura maya.

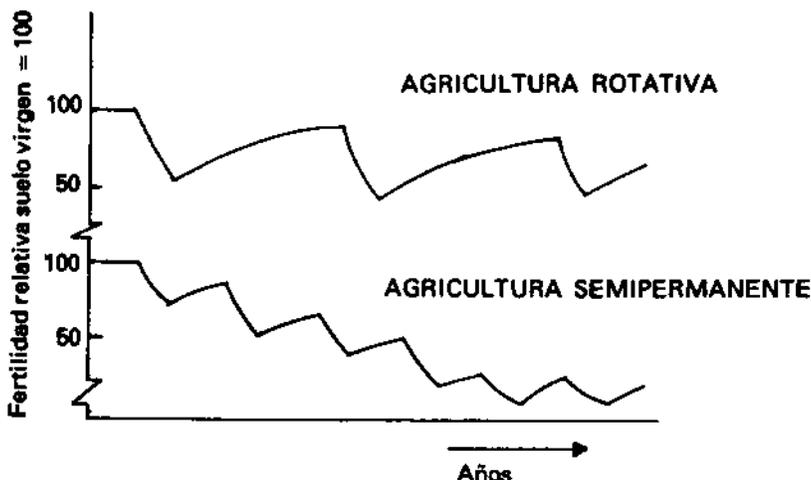


Fig. 2.19. Representación esquemática de la fertilidad de los suelos en función del sistema de producción agrícola. (Fassbender (26)).

Manejo de la materia orgánica en sistemas de producción agrícola semipermanente y permanente

El contenido de materia orgánica y la consecuente fertilidad de los suelos con explotación semipermanente se presentan en la Figura 2.19; en ella se observa que la fertilidad natural disminuye rápidamente (como ya se describió), y que los períodos de regeneración son muy cortos (generalmente con una duración similar al ciclo de explotación) como para permitir una recuperación adecuada de la fertilidad del suelo. Por esta última razón, en ciclos alternados y sucesivos de explotación y descenso, se produce una degradación muchas veces irreversible de la fertilidad de los suelos. No se tiene información exacta sobre la distribución de la agricultura rotativa y de la semipermanente en América Latina, pero sí se sabe que la distribución de la segunda toma cada día más importancia debido al aumento de la población. La única manera de contrarrestar las enormes pérdidas de fertilidad consiste en: desarrollar sistemas apropiados de explotación y, o rotaciones de cultivos; ampliar el uso de fertilizantes orgánicos y minerales; ampliar la cobertura del suelo; mejorar la incorporación de restos vegetales y, adicionalmente, implementar medidas de control de la erosión.

En explotaciones agrícolas permanentes de tipo arbóreo se tienen condiciones muy similares a las de los bosques primarios, con un ciclo interno de los elementos nutritivos que es de largo plazo; así, las pérdidas de C y N son mínimas. En explotaciones permanentes monoculturales, arbustivas o con plantas anuales o bianuales, se tiene pérdidas de la fertilidad del suelo aun mayores que las de los cultivos semipermanentes; sólo a través de la fertilización y de las prácticas agrícolas mencionadas se pueden compensar tales problemas. Como generalmente se trata de cultivos de alta remuneración económica, tales inversiones son posibles. Cuando se descuida la fertilización, muchas veces se produce una degradación muy rápida del suelo.

Residuos de cosecha

El manejo y utilización de residuos vegetales pueden ser decisivos en la dinámica de la materia orgánica y en la conservación de la fertilidad de los suelos. La biomasa de los componentes aéreos no cosechados de los diferentes cultivos —los que pueden ser utilizados como cobertura del suelo o incorporados al mismo por aradura— oscila dentro de un rango muy amplio (Cuadro 2.9), y generalmente implica una masa com-

Cuadro 2.9. Producción de residuos vegetales en algunos cultivos tropicales. (Según Sánchez (74) y Ayanaba (6)).

	Cosecha (t. ha ⁻¹)	Residuos (t. ha ⁻¹)
Maíz	4.0	4.0
Arroz	8.0	8.0
Trigo	5.0	5.0
Sorgo	8.0	8.0
Yuca	30.0	29.0
Papa	40.0	22.0
Sorgo		2.0-8.0
Maíz		1.1-5.8
Arroz		4.0
Maní		2.5-3.3
Algodón		1.5-3.8

parable con la de los materiales cosechados. La extracción de los residuos de cosecha o su quema involucran pérdidas muy grandes de materia orgánica y elementos nutritivos volátiles.

Los residuos vegetales de la cosecha representan materiales de cobertura (*mulch*), cuando se depositan sobre el suelo. De este modo se logra una protección del suelo ante: la insolación directa, las lluvias torrenciales y la erosión hídrica, y al mismo tiempo se producen condiciones microclimáticas favorables. Además se depositan cantidades elevadas de elementos nutritivos —en función de las cantidades y concentraciones (Cuadro 2.10)—, los que paulatinamente van liberándose en el suelo según se dé el proceso de mineralización.

Las tasas de descomposición dependen de una gran cantidad de factores (intrínsecos: composición del material y del suelo; extrínsecos: condiciones de temperatura y lluvias). Los estudios respectivos aún son escasos; en condiciones de campo se analizó la descomposición de paja de trigo, marcada con ¹⁴C en doce suelos de Costa Rica (González y Sauerbeck (38)), cuyos resultados se presentan en la Figura 2.20. Se encontró después de un año que el ¹⁴C agregado permaneció en los suelos entre un 23 y 36%; cuatro años después el ¹⁴C residual varió entre 11 y 23 por ciento.

Los efectos directos de los materiales de cobertura han sido deter-

Cuadro 2.10. Composición química de algunos materiales de cobertura —mulch—. (Según Ayanaba (6)).

Mulch	C (%) Orgánico	N (%) Total	P (%) Total	Ca+Mg +K(%)	Mn (ppm)	Sílice (%)	Almidón (%)
Paja de maíz	47.0	0.73	0.07	1.12	56	2.08	3.20
Tusas de maíz	48.0	0.66	0.11	0.59	36	1.82	4.37
Hojas de palma aceitera	45.0	1.48	0.11	1.66	372	3.78	3.50
Paja de arroz	41.0	0.77	0.15	1.75	800	8.22	3.42
Cáscara de arroz	46.0	0.89	0.45	1.57	263	10.40	15.03
Paja de pasto elefante	43.0	0.62	0.05	1.65	161	3.68	6.00
Paja de pasto guinea	45.0	0.31	0.17	3.87	103	6.59	2.7
Paja de <i>Typha</i>	47.0	0.89	0.11	2.90	1 250	0.0	2.20
Vainas de leguminosas	45.0	1.70	0.19	2.36	64	0.0	3.60
Parte aérea de soya	44.5	1.16	0.11	2.93	120	0.0	3.60
Aserrín	48.5	0.31	0.03	1.30	15	0.0	2.20
Tallos de yuca	47.0	0.70	0.11	2.19	95	0.0	4.20

minados en muchos experimentos de campo. Según análisis del Instituto Internacional de Agricultura Tropical —IITA— (ver Ayanaba (6)), cuando se aplican diferentes materiales de cobertura al suelo las cosechas de yuca aumentan de 16.4 hasta 26.4 t.ha⁻¹. Asimismo, las cosechas de maíz se incrementan de 3.0 a 4.4 t.ha⁻¹ en suelos con cobertura (Cuadro 2.11). La interpretación del aumento en el contenido de materia orgánica en el suelo es, sin embargo, difícil, ya que las cantidades aplicadas son relativamente bajas, si se le compara con los métodos analíticos utilizados.

Abonos verdes

Si se trata de leguminosas, la incorporación de abonos verdes implica una gran acumulación de materia orgánica y de nitrógeno en el suelo. Además de mejorar el ciclo de la materia orgánica y de los elementos químicos, se obtienen condiciones físicas más ventajosas para el suelo (aireación; absorción y retención de agua; sombreadamiento y otras). Como todas las prácticas agrícolas, los abonos verdes deben encajar bien en la economía y trabajos de la finca.

Son muchas las especies que se pueden utilizar como abonos verdes; se prefieren leguminosas por razones ya expuestas. Las más usadas en las zonas altas de América Latina, según Suárez de Castro (83), son: alfalfa (*Medicago sativa*), trébol rojo (*Trifolium pratense*) y tréboles dulces (*Mellilotus* spp.); en las zonas tropicales bajas y cálidas —menos de 2 000 m de altura— se utilizan el caupi o chícharo de vaca (*Vigna sinensis*), el frijol terciopelo (*Stizolobium deeringianum*), varias especies de crotalarias, el kudzu tropical (*Pueraria phaseoloides*), el añil rastrero (*Indigofera endecaphylla*) y el lupino (*Lupinus* sp.). Entre las especies no leguminosas, las más utilizadas como abonos verdes son: centeno

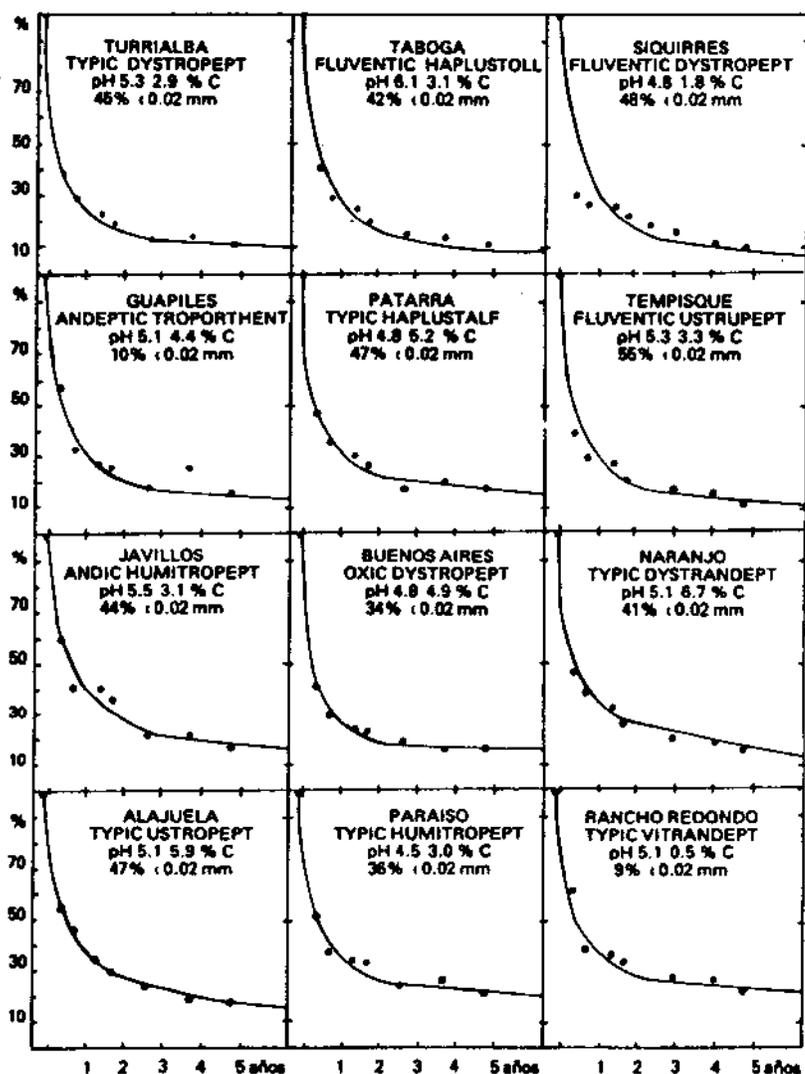


Fig. 2.20. Descomposición de la paja de trigo marcada con ^{14}C en doce lugares de Costa Rica. (Según González y Sauerbeck (38)).

(*Secale cereale*), trigo sarraceno (*Fagopyrum esculentum*), avena (*Avena sativa*), trigo (*Triticum aestivum*), cebada (*Hordeum sativum*), sorgo (*Sorghum almum*), pasto gambia (*Andropogon gayanus*), pasto gordura (*Melinis minutiflora*); como coberturas se utilizan muchas malezas perennes de crecimiento espontáneo.

La información existente sobre la diferencia entre el efecto que producen los materiales de cobertura —*mulch*— y el que producen los abonos verdes, aún es contradictoria. Para superar esta situación se

Cuadro 2.11. Efecto de los materiales de cobertura sobre cosechas de yuca y maíz. (Ayanaba (6)).

Mulch	Yuca (raíces frescas) t.ha ⁻¹	Maíz
Control	16.4	3.0
Paja de arroz	16.4	3.3
Tusas de maíz	17.8	3.3
Hojas de palma aceitera	17.1	3.2
Paja de arroz	17.9	3.5
Cáscara de arroz	28.3	3.7
Paja <i>Pennisetum</i>	14.2	3.3
Paja pasto Elefante	16.6	3.3
Paja <i>Panicum</i>	15.5	3.6
Paja <i>Andropogon</i>	18.5	3.5
Paja <i>Typha</i>	16.7	3.1
Tallos yuca	20.9	3.8
Hojas de gandul	22.9	3.7
Tallos de gandul	19.9	3.5
Cáscara de leguminosas	26.4	4.4
Hojas de soya	22.9	4.2
<i>Eupatorium</i>	18.8	3.6
Ramas mezcladas	18.5	3.4
Aserrín	20.5	3.7
Plástico negro	30.5	3.0
Plástico transparente	27.7	2.7
Grava	22.9	3.1

necesitan experimentos a largo plazo. Los resultados obtenidos en la Estación Experimental de Yurimaguas, Perú, indican ventajas de los materiales involucrados en el suelo (Cuadro 2.12); sin embargo, las cosechas con fertilización NKP y encalado fueron más altas.

Residuos animales. Estiércoles

La recolección de residuos animales y su uso como estiércoles se basa en la práctica de estabulación del ganado. Hasta ahora, sin embargo, esta práctica es bastante limitada. Según datos de Fernández (31) sobre México, en 1970 se produjeron 49 200 millones de toneladas de estiércoles —bovinos (74.4%), equinos (9.8%), porcinos (6.7%), caprinos y ovinos (5.6%) y aviarios (3.5%)—, las que contenían 260, 191 y 338 miles de toneladas de N, P y K respectivamente. Las dosis aplicadas de estiércoles son muy variables; en general oscilan entre diez y 20 toneladas por hectárea⁻¹.

Residuos de ciudades e industrias

La utilización de residuos producidos por el hombre ha sido, hasta

Cuadro 2.12. Efecto de coberturas y abonos verdes, en comparación con suelo sin fertilización, y con fertilización NPK (valor 100). (Valores entre paréntesis cosecha en $t \cdot ha^{-1} = 100$)*. (Yurimaguas, Perú, según Sánchez (74); ver Ayanaba (6)).

Tratamiento	1er Cultivo Soya (1.10)	2o Cultivo Frijol terciopelo (0.74)	3er Cultivo Maíz (4.17)	4o Cultivo Maní (2.88)	5o Cultivo Arroz (2.74)	Efecto promedio
Control	9	59	33	55	64	44
Mulch de pasto	14	103	57	52	94	64
Pasto incorporado	33	90	70	69	94	71
Mulch Kudzu	nd	97	72	63	90	80
Kudzu incorporado	109	77	88	79	99	90

(*) Porcentaje de rendimiento en suelos descubiertos, fertilizados ampliamente con NPK y con encalado.

ahora, poco utilizada. Los residuos de basuras, productos industriales y aguas negras, generalmente, tienen valores altos de materia orgánica y elementos nutritivos, pero frecuentemente conllevan un grave problema de contaminación. Sólo en México, en 1970 (Fernández (31), se produjeron cinco millones de toneladas de bagazo de caña de azúcar, 1.5 millones de toneladas de basuras y 2 200 millones de metros cúbicos de aguas negras.

Materiales de *compost*

El *compost* es una mezcla de residuos vegetales y animales (o basuras), el que se aplica en el suelo en un paso intermedio del proceso de descomposición. Su efecto depende de las características químicas y cantidades aplicadas. Esta forma de manejo es, sin embargo, poco común.

Rotación de cultivos

Se define como la sucesión recurrente y más o menos regular de diferentes cultivos en el mismo terreno. Es una práctica muy antigua, la cual, utilizada apropiadamente, contribuye de modo eficaz a controlar la erosión y a mantener la productividad de los suelos. El efecto benéfico de la práctica depende de la selección que se haga de las plantas que van a rotarse y de la secuencia que se siga en su siembra. Una buena rotación, siempre debe incluir leguminosas y praderas artificiales por un tiempo más o menos largo, según la susceptibilidad del terreno ante la erosión.

Este principio hace resaltar la importancia de combinar en la finca la agricultura y la ganadería, para lograr un buen equilibrio en el uso de los terrenos.

Entre las ventajas de las rotaciones deben mencionarse:

- Aumento de la producción de biomasa verde que se involucra

de estudio en estaciones experimentales. A manera de ejemplo, en la Figura 2.21 se presentan unas rotaciones en la Estación Experimental de Yurimaguas, Perú, (ver Sánchez (74); *Soil Science Department* (79)).

Materia orgánica en sistemas de producción forestales

La recuperación de las parcelas abandonadas por la agricultura migratoria es lenta, pudiendo durar entre ocho y 30 años, dependiendo de las condiciones que se presenten. El proceso empieza con el desarrollo de un bosque secundario y la acumulación, por parte de la vegetación, de elementos nutritivos, restableciendo la producción de restos vegetales y su mineralización para así alcanzar la fertilidad original del suelo. Esta regeneración produce una biomasa que varía de acuerdo con las condiciones ecológicas imperantes en la zona.

En sistemas forestales de plantaciones el ciclo de producción de restos vegetales y la disponibilidad de la materia orgánica forma, como ya se dijo, un círculo completo. La producción de residuos vegetales

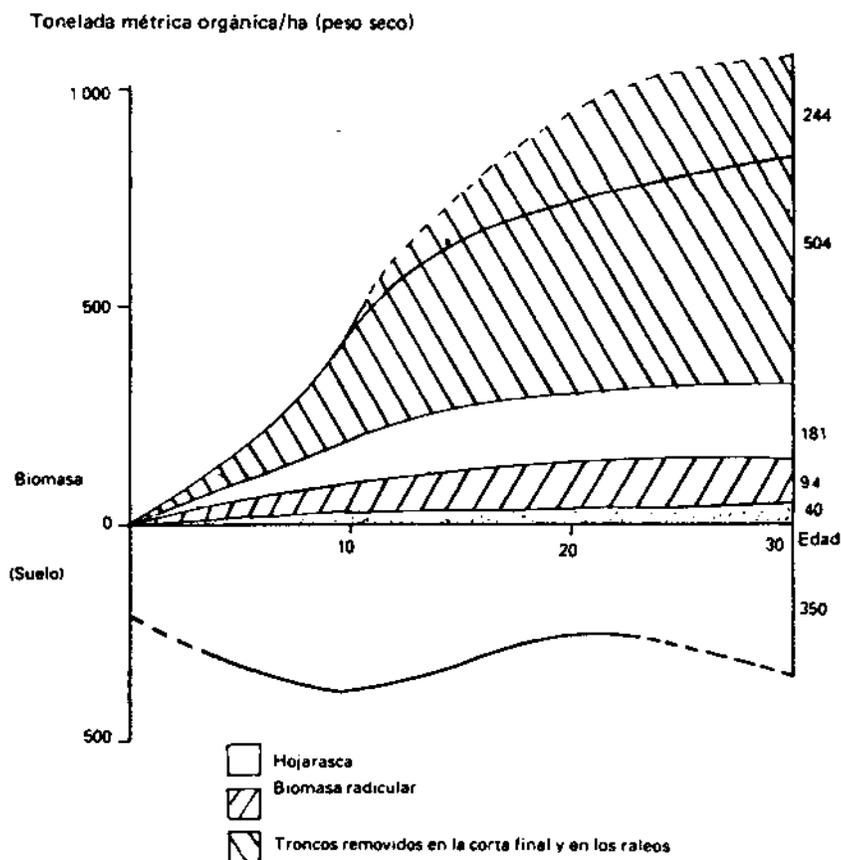


Fig. 2.22. Cambios en la distribución de la materia orgánica en la biomasa, la hojarasca y el suelo (0-50 cm), durante una rotación de *Pinus patula* en Tanzania. (Según Lundgren (60)).

varía entre seis y 10 t.ha⁻¹ a⁻¹; se han hecho diversos estudios a fin de determinar los valores porcentuales de los distintos órganos de restos. Los otros procesos que intervienen en la transferencia de nutrimentos dependen de los medios de transporte, como el agua de lluvia a través del lavaje foliar, escurrimiento por el tallo, escorrentía superficial, percolación y drenaje del suelo. En general, el funcionamiento completo es muy complejo y se han desarrollado nuevos conceptos y modelos matemáticos para tratar de explicarlo; ya se han obtenido algunos resultados sobre el ciclo de determinados elementos como el C, N, P y otros.

En la Figura 2.22 se presentan los cambios de la materia orgánica durante la rotación de *Pinus patula* en Tanzania. La biomasa producida alcanzó 1 000 t.ha⁻¹, lo cual se considera alto en comparación con la biomasa de bosques primarios.

RESUMEN

En este capítulo:

- a. Se aclaran los conceptos del humus, materia orgánica, edafón, para enmarcar el tema a presentarse. Como humus se entiende la totalidad de restos *postmortem* que se encuentra en el suelo.
- b. En la clasificación de las sustancias húmicas del suelo se consideran su naturaleza morfológica, su composición y sus propiedades químicas. En la clasificación morfogenética se describen ampliamente el humus bruto, el *moder* y el *mull*; también los ácidos fúlvicos, ácidos húmicos y las huminas.
- c. Como punto de partida para los procesos de mineralización y humificación se analizan las formaciones ecológicas y la producción de restos vegetales.
- d. Se explican en forma resumida los principales componentes bioquímicos presentes en los tejidos vegetales; proteínas, azúcares, grasas y ligninas.
- e. Se describen los procesos enzimáticos envueltos en la descomposición de los restos vegetales y se puntualizan los productos resultantes.
- f. Se discute la bioquímica de los procesos de humificación y las formaciones de sustancias húmicas, describiéndose los principios generales de la constitución y polimerización de ácidos húmicos y fúlvicos.
- g. Se presentan en detalle los compuestos orgánicos nitrogenados, fosfatados y azufrados, examinando sus características químicas.
- h. Se explican los factores internos y externos que influyen sobre los procesos de mineralización y humificación: cantidad y propiedades de los restos animales y vegetales, y características del medio en el cual se desarrolla este proceso.
- i. Para discutir el contenido e importancia de la materia orgánica en los suelos se describen los métodos de su análisis.
- j. Se presentan y discuten resultados del contenido de materia orgánica en suelos tropicales y de América Latina.
- k. Se exponen, en forma extensa, los factores que determinan el contenido de materia orgánica y N de los suelos, haciéndose especial hincapié en los estudios bioclimáticos de Jenny (51) al respecto.
- l. Se ofrecen, en forma resumida, las relaciones C/N, C/P-orgánico y

C/S-orgánico y las propiedades de la materia orgánica que se detallarán en capítulos subsiguientes.

- m. Se analizan los métodos químicos de fraccionamiento de la materia orgánica y las técnicas de identificación de sustancias húmicas del suelo.
- n. Se dan ejemplos de los contenidos y cocientes de ácidos húmicos y fúlvicos en suelos tropicales y se discute su importancia.
- ñ. Se presentan aspectos modernos de modelaje de la materia orgánica en ecosistemas considerando el análisis e inventario de las reservas orgánicas y las transformaciones.
- o. Se examinan aspectos del efecto de la tala y quema de bosques en el ciclo de la materia orgánica y el impacto de la producción agrícola rotativa.
- p. Se exponen los detalles sobre el manejo de la materia orgánica en sistemas de producción agrícola, especialmente en los residuos de cosechas, abonos verdes, residuos animales, materiales de *compost* y rotaciones de cultivos.

BIBLIOGRAFIA

1. ABRUNA, R.; VICENTE, J. Organic matter activity in some tropical soils of Puerto Rico. *J. Agric. Univ. Puerto Rico* 39:66-76. 1955.
2. ALEXANDER, E. B.; PICHOTT, J. Soil organic matter in relation to altitude in equatorial Colombia. *Turrialba* 29:183-188. 1979.
3. ALLISON, F. E. Soil organic matter and its role in crop production. Nueva York, Elsevier, 1973. 637 p.
4. ANDERSON, G. The identification and estimation of soil inositol phosphates. *J. Sci. Food Agric.* 7:437-444. 1956.
5. ANDREUX, F.; BECERRA, S.P. de. Fraccionamiento y caracterización del material húmico en algunos suelos de sabana de la Orinoquia Colombiana. *Turrialba* 25(2): 191-198. 1975.
6. AYANABA, A. The value of mulches in the management of organic matter in tropical soils. *In Cerri, C.C. et al., Eds. Proceedings of the Regional Colloquium on Soil Organic Matter.* CENA. Piracicaba, Brasil, 1982. pp. 97-103.
7. BARTHOLOMEW, W.V.; CLARK, F.E. Soil nitrogen. Madison, Wisconsin, American Soc. of Agronomy, 1965. 615 p.
8. BIRCH, H.F.; FRIEND, M.T. The organic matter and nitrogen status East African soils. *J. of Soil Science* 7: 156-167. 1956.
9. BORNEMISZA, E.; PINEDA, R. Minerales amorfos y mineralización de nitrógeno en suelos derivados de cenizas volcánicas. *In Panel sobre Suelos Derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina.* Turrialba, Costa Rica, IICA, 1969. pp. B 7.1 al 7.7.
10. _____; ALVARADO, A. Eds. Soil management in tropical America. Raleigh, USA, Consortium on Soils of the Tropics, North Carolina State Univ., 1975. 665 p.
11. _____; IGUE, K. Comparison of three methods for determining organic phosphorus in Costa Rican soils. *Soil Sci.* 103 (5): 347-353. 1976.
12. _____; CONSTENLA, M.; ALVARADO, A.; ORTEGA, E.J.; VASQUEZ, A.J. Organic carbon determination by the Walkley-Black and dry combustion methods in surface soils and Andept profiles from Costa Rica. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43(1):78-83. 1979.
13. _____. Introducción a la química de Suelos. Washington, OEA, Secretaría General, 1982. 69 p.
14. BROADBENT, F.E.; JACKSON, R.H.; MCNICOLL, J. Mineralization of carbon and nitrogen in some New Zealand allophanic soils. *Soil Sci.* 98 (2): 118-128. 1964.
15. CANNEL, M.G.R. World forest biomass and primary production data. Londres, Academic Press, 1982. 391 p.
16. CERRI, C.C.; ATHIE, D.; SODRZEIESKI, D. Eds. Proceedings of the regional colloquium on soil organic matter. Piracicaba, Brasil. Centro de Energia Nuclear (CENA), 1982. 255 p.

17. DABIN, B. Les matières organiques dans les sols tropicaux normalement drainés. *Pédologie* 18: 107-215. 1981.
18. ————. Relação entre a evolução dos compartimentos húmicos sob cultura e os factores físicos e químicos da fertilidade em diferentes solos tropicais. In Cerri, C.C. et al., Eds. *Proceedings of the Regional Colloquium on Soil Organic Matter*, Piracicaba, Brasil, CENA, 1982. pp. 87-98.
19. DIAZ-ROMEY, R.; BALERDI, F.; FASSBENDER, H.W. Contenido de materia orgánica y nitrógeno en suelos de América Central. *Turrialba* 20(2): 185-192. 1970.
20. DUCHAFOUR, P.H.; DOMINGUEZ, Y. A study of the humic compounds in some tropical and subtropical soils. *African Soils* 8: 25-39. 1963.
21. EDWARDS, P.J. Studies of mineral cycling in a montane rain forest in New Guinea. II. The production and disappearance of litter. *Journal of Ecology* 65: 971-992. 1977.
22. EWEL, J. et al. Slash and burn impacts on a Costa Rican wet forest site. *Ecology* 62: 816-829. 1981.
23. FAO. *Multilingual Vocabulary of Soil Science*. Roma, Italia, FAO 1960. 426 p.
24. FASSBENDER, H.W. Chemisches Verhalten der Hauptnährstoffe in Böden der Tropen, insbesondere in Lateinamerika. *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 23: 1-182. 1972.
25. ————; GUERRERO, R. Identificación de fosfatos y equilibrios catiónicos en suelos derivados de cenizas volcánicas de Pasto y Calima, Colombia. *Revista de Ciencias Agrícolas* 5:5-18. 1973.
26. ————. *Química de Suelos, con énfasis en suelos de América Latina*. San José, Costa Rica, IICA. Serie de Libros y Materiales Educativos, 1975. 398 p.
27. ————; et al. Amounts and forms of phosphorus in ten highly weathered soils of Puerto Rico. *Turrialba* 28:9-13. 1978.
28. ————; GRIMM, U. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. II. Producción y descomposición de residuos vegetales. *Turrialba* 31(1): 39-47. 1981.
29. ————. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. IV. Modelos y conclusiones. *Turrialba* 31: 101-108. 1981.
30. ————. Bases edafológicas de los sistemas de producción agroforestales. *Turrialba, CATIE, Materiales de Enseñanza* 21, 1984. 185 p.
31. FERNANDEZ, G.R. Las investigaciones sobre abonos orgánicos en México. In Cerri, C.C. et al. Eds. *Proceedings of the Regional Colloquium on Soil Organic Matter Studies*, Piracicaba, Brasil, CENA, 1982. pp. 245-252.
32. FLAIG, W. Organic compounds in soil. *Soil Sci.* 111(1): 19-33. 1973.
33. FÖLSTER, H.; DE LAS SALAS, G.; KHANNA, P.K. A tropical evergreen forest site with perched water table, Magdalena Valley Colombia. *Oecologia Plantarum* 11:297-320. 1976.

34. FÖLSTER, H.; DE LAS SALAS, G. Litter fall and mineralization in three tropical evergreen forest stands, Colombia. *Acta Científica Venezolana* 27: 192-202. 1976.
35. GIESEKING, J.E. Ed. Soil components. I. Organic components. Nueva York, Springer Verlag, 1975. 534 p.
36. GOEDERT, W.L. Management of Cerrado soils of Brazil: a review. *J. Soil Science* 34: 405-428. 1983.
37. GOLLEY, F.B.; *et al.* Mineral cycling in a tropical moist forest ecosystem. Athens, Univ. of Georgia Press, 1975. 248 p.
38. GONZALEZ, A.M.A.; SAUERBECK, D.R. Decomposition of ¹⁴C-labeled plant residues in different soils and climates of Costa Rica. In Cerri, C.C. *et al.* Eds. Proceedings of the Regional Colloquium on Soil Organic Matter Studies, 1982. pp. 141-146.
39. GREENLAND, D.J.; KOWAL, J.M.L. Nutrient content of the moist tropical forest of Ghana. *Plant and Soil* 12: 154-174. 1960.
40. ————. Interaction between clays and organic compounds in soil. *Soil and Fert.* 28:521-532. 1965.
41. ————; HAYES, M.H.B. The chemistry of soil processes. Chichester, Inglaterra, John Wiley and Sons Ltd., 1981. 714 p.
42. GRIMM, U.; FASSBENDER, H.W. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. Inventario de las reservas orgánicas y minerales (N, P, K, Ca, Mg, Mn, Fe, Al y Na). *Turrialba* 31(1): 27-37. 1981.
43. ————; ————. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. III. Ciclo hidrológico y translocación de elementos químicos con el agua. *Turrialba* 31(2): 89-99. 1981.
44. GUERRERO, J.I.; BORNEMISZA, E. Capacidad de intercambio catiónico en suelos de cenizas volcánicas recientes. *Turrialba* 25(4): 385-391. 1975.
45. HARDON, H.D. Factoren, die het Organische Stoffen het Stikstoffgehalte van Tropischen Gronden Beheersen. K. Meded. Alg. Proefstation. Candb., 1936.
46. HARDY, F. Suelos tropicales: pedología tropical con énfasis en América. Trad. del inglés por Bazán, R. México, D.F., Herrero Hnos. Sucs., 1970. 334 p.
47. HASE, H.; FOLSTER, H. Bioelement inventory of a tropical (semi) evergreen seasonal forest on eutrophic soils, Western Llanos, Venezuela. *Oecología Plantarum* 17: 331-346. 1982.
48. HERRERA, R.; KLINGE, H. Phytomass of tall Amazon Caatinga forest near San Carlos Río Negro, South Venezuela. *Vegetation*, (at press).
49. HUTTEL, C.; BERNHARD-REVERSAT, F. Recherches sur l'écosystème de la forêt subéquatorial de Basse Côte-d' Ivoire. I. *Terre et la Vie* 29:203-228. 1975.
50. JAGNOW, C. Der Humusgehalt tropischer Böden. Habilitationsschrift. Giessen, Rep. Fed. Alemania, Justus von Liebig Universität, 1967. 188 p.

51. JENNY, H.; BINGHAM, F.; PADILLA-SARAVIA, B. Nitrogen and organic matter contents of equatorial soils of Colombia, South America. *Soil Science* 66: 175-186. 1948.
52. —————; GESSEL, S.P.; BINGHAM, F.T. Comparative study of decomposition rates of organic matter in temperate and tropical regions. *Soil Science* 68(6): 418-432. 1949.
53. —————. Causes of the high nitrogen and organic matter contents of certain tropical forest soils. *Soil Science* 69(1): 63-69. 1950.
54. JORDAN, C.F.; UHL, C. Biomass of a *Terra Firma* forest of the Amazonas basin. *Oecologia Plantarum* 13: 387-400. 1978.
55. KIRA, *et al.* Comparative ecological studies on three main forest vegetations in Thailand. *Natural Life (S.E. Asia)* 5: 149-174. 1967.
56. KLINGE, H. Beiträge zur Kenntniss tropischer Böden. IV. Über Gesamthumus und Stickstoff in Böden El Salvador / Zentralamerika. *Zeitschrift für Pflanzenernährung Düngung und Bödenkunde* 97: 40-51. 1962.
57. KONONOVA, M.M. Soil organic matter; its nature, its role in soil formation and in soil fertility. 2 ed. Oxford, Pergamon Press, 1967. 544 p.
58. LAUDELOUT, H. Dynamics of tropical soils in relation with their fallowing techniques. Rome, FAO, Paper 11266/E, 1960. 111 p.
59. LEGARDA, L; MORA, E.; BLASCO, M. Relaciones entre algunas características de los suelos y los pisos altitudinales de Nariño, Colombia. *Turrialba* 23: 97-103. 1973.
60. LUNDGREN, B. Soil conditions and nutrient cycling under natural and plantation forest in Tanzania Highlands. Uppsala, Swedish University of Agriculture Sciences, 1978. 426 p.
61. MANARINO, R.P.; VOLKOFF, B.; CERRI, C.C. Comparação do humus de capoeira e de floresta natural em Latosoles amarelos da região Amazônica, Brasil. In Cerri, C.C. *et al.* Eds. Proceedings of the Regional Colloquium Soil Organic Matter Studies, Piracicaba, Brasil, CENA, 1982. pp. 51-57.
62. MC GILL, W.B.; COLE, C.V. Comparative aspects of cycling of organic C, N, S and P through soil organic matter. *Geoderma* 26: 267-287. 1981.
63. MCLAREN, A.D.; PETERSON, G.H. Soil biochemistry. v.1. New York, Marcel Dekker Inc., 1967.
64. —————; SKUJINS, J. Soil biochemistry. v.2. New York, Marcel Dekker Inc., 1971. 527 p.
65. NYE, P.H.; GREENLAND, D.J. The soil under shifting cultivation, England. Commonwealth Bureau of Soils. Technical Communication nº51, 1960. 156 p.
66. —————; —————. Changes in the soil after clearing tropical forest. *Plant and Soil* 21: 101-110. 1964.
67. ODUM, H.T.; PIGEON, R.F. A tropical rain forest. Washington, U.S. Atomic Energy Commission, 1970. 1660 p.

68. PANUSKA, E.N.; ROSELL, R.A. Grupos funcionales y propiedades espectrales del humus en suelos de Argentina. In Cerril, C.C. *et al.* Eds. Proceedings of the Regional Colloquium on Soil Organic Matter Studies, Piracicaba, Brasil, CENA, 1982, pp. 11-17.
69. PAOLINI, J.E. Charakterisierung und Dynamik von Huminstoffsystemen in der Amazonischen Caatinga bei San Carlos de Río Negro, Venezuela. Tesis Doctoral, Gotinga, Alemania, 1978. 134 p.
70. PAUL, E.A.; McLAREN, A.D. Soil biochemistry. v.3. New York, Marcel Dekker Inc., 1975. 334 p.
71. ROSELL, R. A.; *et al.* Estudio potenciométrico del humus. I, II y III. Turrialba 22:317-337. 1972.
72. —————; MIGLERINA, A.M.; DE NOVILLA, L.Q. Stability constants of some complexes of Argentine humic acids and micronutrients. In Soil Organic Matter Studies, Vienna, Austria, IAEA-FAO, 1977, pp. 15-21.
73. SALAS, G. DE LAS; FÖLSTER, H. Bioelement loss on clearing a tropical rain forest. Turrialba 26: 179-186. 1976.
74. SANCHEZ, P.A. Suelos del trópico, características y manejo. San José, Costa Rica, IICA, Serie de Libros y Textos, 1981. 634 p.
75. SCHEFFER, F.; ULRICH, B. Humus und Humusdüngung. 2 Auflage. Stuttgart, F. Enke Verlag, 1960. 266 p.
76. —————; SCHACHTSCHABEL, P. Lehrbuch der Bodenkunde. 11. Ed. Stuttgart, F. Enke Verlag, 1982. 492 p.
77. SCHNITZER, M.; KHAN, S.U. Humic substances in the environment, New York, Marcel Dekker, 1972. 327 p.
78. —————. Soil organic matter. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Co. 1978. 318 p.
79. SOIL SCIENCE DEPARTMENT. North Carolina State University Agronomic-economic. Research in Soils of the Tropics. 1978-1979 report. Raleigh, North Carolina, USA, 1980. 284 p.
80. SOMBROEK, W.G. Amazon Soils. Wageningen, Centre for Agricultural Publications and Documentation, 1966. 292 p.
81. SOTO, C. Estudio de la concentración y distribución de los micronutrientes en un transecto de Nicaragua. Tesis M.S., Turrialba, Costa Rica, IICA, 1973. 139 p.
82. STEVENSON, F. Humus chemistry, genesis, composition reactions. New York, J. Willey and Sons, 1982. 443 p.
83. SUAREZ DE CASTRO, F. Conservación de suelos. San José, Costa Rica, IICA. Serie de Libros y Materiales Educativos 57, 3 ed. 1979. 315 p.
84. SWIFT, M. *et al.* Decomposition in terrestrial ecosystems. Oxford, Inglaterra, Blackwell Scientific Publications, 1979. 372 p.
85. TANNER, E.V.J. Four main mountain rain forests of Jamaica: A quantitative characterization of the floristics, the soil and the foliar mineral levels, and a discussion of the interrelations. Journal of Ecology 65: 883-918. 1977.

86. YUAN, T.L.; GAMMON, N.; LEIGHTY, R.G. Relative contribution of organic matter and clay fractions to cation exchange capacity of sandy soils from several soil groups. *Soil Science* 104: 123-128. 1967.
87. ZIECHMANN, WL. Huminstoffe. Weinheim, Alemania, Verlag Chemie, 1980. 435 p.

CAPITULO 3

LAS FASES LIQUIDA Y GASEOSA DEL SUELO

Los espacios libres que quedan entre las unidades de la fase sólida del suelo están ocupados por las fases gaseosas y líquidas del mismo. El aire y la solución del suelo guardan proporciones recíprocas, así que al aumentar la contribución de una, disminuye la de la otra.

El volumen total de los poros del suelo depende directamente de su composición granulométrica. De manera general se puede afirmar que cuanto mayor sea la proporción de las partículas grandes como arena o pseudoarenas, tanto mayor será el tamaño de los espacios libres y los diámetros de los poros. A mayor proporción de arcillas, menor será el diámetro de los espacios, pero mayor su volumen total; esta es la razón por la cual el peso específico de los suelos comúnmente llamados "pesados" o arcillosos, es en general menor. Las fases gaseosa y líquida del suelo que ocupan este espacio serán examinadas en las próximas páginas.

LA SOLUCION DEL SUELO

A la fase líquida del suelo también se acostumbra llamarla "solución del suelo". Pearson (18) la define como una solución que casi posee equilibrio de electrolitos y que ocurre en condiciones de suelos no saturados por agua. Esta solución es de gran importancia para la nutrición de las plantas.

El agua en el suelo se renueva de diferentes maneras. La precipitación pluvial aporta una gran parte de ella, pero hay otras fuentes importantes entre las cuales están las aguas de riego y la subida de aguas freáticas por capilaridad. Esta agua es retenida con mayor o menor fuerza por el suelo, según sean el material coloidal presente y la distancia de las moléculas de la superficie del suelo. Los detalles de la retención y su movimiento pertenecen a la física del suelo y no se tratarán aquí.

La solución del suelo contiene una serie de cationes, aniones y moléculas inorgánicas u orgánicas u organometálicas que varían de acuerdo con las condiciones del ambiente y de los materiales sólidos que forman el suelo. Según Pearson (18), los electrolitos en la solución

se originan de, y están en equilibrio con, varios componentes del suelo que son: las sales solubles, las sales absorbidas, los compuestos precipitados y los iones cambiables. Los aniones principales en la solución son aquellos que son poco adsorbidos por los suelos o no lo son; ellos determinan, más que todo, la concentración de la misma (17). En suelos ácidos, los cloruros y los nitratos son los principales, mientras que en suelos alcalinos el carbonato ácido es importante. Los sulfatos, que pueden ser adsorbidos con fuerzas intermedias, también contribuyen.

Las proporciones en que participan los diferentes cationes que deben equilibrar a los aniones antes indicados dependen de una serie de condiciones: de la carga de los cationes, de la proporción en que contribuyen con los cationes cambiables, del tamaño de los iones en su forma hidratada, y de las propiedades del material cambiador de cationes.

En general, la concentración total de elementos en la solución es pequeña, particularmente en suelos de regiones húmedas. Al contrario, los suelos salinos y frecuentemente los de regiones más o menos áridas se caracterizan por soluciones del suelo con alta concentración de iones. Cuando éstas alcanzan niveles perjudiciales para las plantas, se habla precisamente de suelos salinos, los que son analizados en el Capítulo Sexto de este volumen.

Como la solución del suelo está en equilibrio dinámico con la fase sólida del suelo, es difícil extraerla sin que sufra cambios de importancia. Adams (1) ha estudiado la complejidad de estos equilibrios. Hoy día se acostumbra extraerla del suelo usando tubos de porcelana porosa cerrados en la punta, los que conectados a tubos de succión variable permitirán una extracción rápida. Se suelen preparar extractos acuosos o con cloruro de calcio centésimo molar de muestras previamente secas, permitiendo un tiempo adecuado de equilibrio entre el suelo y la solución extractora. Los métodos para extraer una solución del suelo han sido ampliamente discutidos por Nielsen (16).

Se sabe que las propiedades físicas y químicas del suelo, como la presencia y solubilidad de sus componentes inorgánicos y orgánicos, su temperatura y la presión de los diferentes gases en su atmósfera, influyen en las concentraciones de los componentes de la solución en el suelo.

Aquí también serán de importancia los factores biológicos, como la absorción y excreción de los diversos iones por los componentes biológicos del suelo, tanto en lo que se refiere a macroorganismos — especialmente plantas cultivadas o en ecosistemas naturales — como en lo que se refiere a microorganismos.

Como resultado de tantos factores influyentes, la concentración de la solución del suelo es muy variable con el tiempo y en diferentes suelos, como lo ilustra el Cuadro 3.1. En dicho cuadro que presenta datos para los trópicos, según Fried y Shapiro (9) y Fassbender (7), aparecen valores sumamente bajos, sobre todo el fósforo, lo que coincide con las notables respuestas agronómicas que corrientemente implican el suministro de este elemento cuya falta o insuficiencia limita la producción de plantas. Se observa también que el catión más común en la solución del suelo de los Andosoles es el potasio, lo que difiere de su distribución generalizada en el complejo de cambio y explica las reducidas respuestas

Cuadro 3.1. Concentración de la solución de diferentes suelos. (Según Fassbender (6, 7), Fried y Shapiro (9)).

Elemento	Ámbito conocido	Suelo ácido típico	Suelo ácido de Costa Rica	Suelo calcáreo	Andosoles	Promedio Fluviales	Latosoles de Brasil
En cmol. l^{-1}							
Ca	0.05 - 3.8	0.34	0.03	1.4	0.027	0.047	0.002
Mg	0.07 - 10	0.19	0.01	0.7	0.033	0.038	0.001
K	0.02 - 1	0.07	0.01	0.1	0.050	0.040	0.003
Na	0.04 - 15	0.01	nd	2.9	nd	nd	nd
N	0.016 - 5.5	1.2	nd	1.3	nd	nd	nd
P	0.0001 - 0.1	0.0007	0.001	0.003	0.0001	0.0002	0.0001
S	0.01 - 18	0.05	nd	2.4	nd	nd	nd
Cl	0.02 - 23	0.11	nd	2	nd	nd	nd

de abonamiento a este elemento en muchos suelos de este tipo.

La solución del suelo también contiene moléculas orgánicas solubles de peso molecular reducido. Algunas de ellas forman quelatos —con cationes como el Cu, Mn, Zn y Fe— y otros compuestos estables, con elementos como el boro; estos aspectos se examinan en el Capítulo Décimosegundo de este volumen. La mineralización de la materia orgánica, cuestión analizada en detalle en el Capítulo Segundo, es un regulador importante de esos procesos. Los minerales primarios originales de donde proceden estos elementos son esenciales para la nutrición de las plantas.

EQUILIBRIOS LIQUIDO-GAS EN SUELOS

En este aspecto, la reacción principal es la disolución del CO_2 en la solución del suelo, formándose carbonato y carbonato ácido, aniones de gran importancia que aumentan fuertemente el poder solvente de la solución.

Cuando no hay reacción entre el gas y el líquido solvente, la ley de Henry controla la disolución de gases en líquidos. De acuerdo con esta última y con una temperatura dada, un volumen determinado de solvente disuelve tanto más de un gas cuanto mayor sea la presión de dicho gas. Esto indica que las raíces en crecimiento activo que producen apreciables volúmenes de CO_2 , aumentarán la concentración de carbonato en el agua y así su poder disolvente. La distribución de una substancia en la fase gaseosa y en la líquida, es caracterizada por su coeficiente de distribución entre las dos fases; y esto es muy importante para una serie de plaguicidas en suelos y su movilización en el mismo, en la fase líquida o gaseosa. Un metabolismo fuerte de las raíces alterará la composición de la fase gaseosa y, así, la disolución de gases, aumentando el CO_2 disuelto y reduciendo el O_2 cuando la composición del aire se altera en este sentido.

EQUILIBRIOS ENTRE LA SOLUCION DEL SUELO Y LA FASE SOLIDA

Los diferentes equilibrios entre las fases sólida y líquida del suelo regulan, en alto grado, las concentraciones de los diversos componentes. El trabajo de Arnold ofrece información sobre los factores que determinan la distribución de iones entre la fase sólida del suelo y su solución (2). Al considerar las solubilidades de los productos sólidos involucrados es necesario recordar que muchos precipitados en suelos son amorfos o microcristalinos y, por ello, más ricos en energía y más solubles que las formas bien cristalizadas del mismo producto.

En adición a los equilibrios inorgánicos, según Lindsay (14), la presencia de moléculas orgánicas solubles en la solución del suelo conllevará la formación de complejos o quelatos, los que aumentarán la solubilidad total de algunos componentes inorgánicos. Sin embargo, mientras en la fase sólida existan componentes que controlan la solubilidad, éstos tendrán una influencia definida. Los complejos orgánicos aumentarán la movilidad de los iones que forman parte de ellos, ampliando su disponibilidad para las plantas, pero no contribuirán a las actividades de estos iones en solución (14).

Los equilibrios que regulan la disponibilidad de los oligoelementos —lo que se discutirá con mayor detalle en el Capítulo Décimosegundo— también pueden ser considerados como reacciones entre la fase sólida y líquida del suelo, con cierta influencia especialmente como oxidante de la fase gaseosa. Las interacciones entre las fases y la velocidad de las reacciones —estudiadas por Mattigod, Sposito y Page (15)— controlan las concentraciones de los oligoelementos.

LA FASE GASEOSA DEL SUELO

Esta fase varía bastante en los suelos y comúnmente ocupa volúmenes que oscilan de cero a 45% del volumen total de ellos. En condiciones de campo, los valores inferiores comunes corresponden al volumen no ocupado cuando el contenido de agua de suelos está en capacidad de campo, lo que resulta en proporciones de aire que varían entre cinco a 10% en suelos arcillosos, entre 10 y 25% en suelos francos y entre 30 y 40% en suelos arenosos.

Para la mayoría de los cultivos, los suelos que tienen entre 10 y 15% de aire se consideran bien aireados. Sin embargo, investigaciones recientes han demostrado que existen grandes variaciones entre los requerimientos de diferentes plantas. Se ha visto, por ejemplo, que un cultivar de frijol requería hasta 25% de aire para su producción óptima (8). Se sabe que aunque un suelo sea globalmente aeróbico, si es arcilloso, en los agregados mayores puede persistir por largos períodos una condición anaeróbica y, así, reductora. Sin embargo de acuerdo con Smith (21), es imposible estimar con precisión el volumen del suelo que corresponde con esta condición.

COMPOSICION QUIMICA

Los componentes principales del aire en el suelo son los mismos que los del aire en la atmósfera: nitrógeno, oxígeno, dióxido de carbono,

vapor de agua y los gases inertes. La diferencia fundamental entre uno y otro se presenta en que debido a la respiración de los componentes biológicos del suelo, en el primero aumenta la concentración del CO_2 y se reduce la del oxígeno. En condiciones aeróbicas, el volumen de CO_2 producido es aproximadamente igual al volumen de O_2 gastado en estas condiciones. El intercambio con la atmósfera depende, en alto grado, de la textura del suelo; así mientras en los suelos de textura fina, el CO_2 se acumula según la profundidad, en los de textura gruesa hay poca variación, como se puede observar en la Figura 3.1.

En la Figura 3.1 se observa que el contenido de O_2 en el suelo B

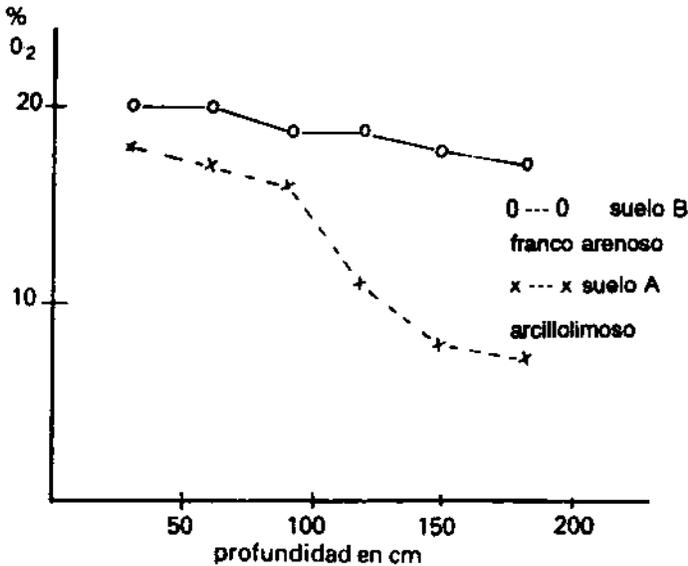


Fig. 3.1. Contenido de oxígeno en diferentes profundidades en dos suelos. (Según datos de Boynton y Reuther (5)).

—de textura francoarenosa— varía muy poco con la profundidad, debido al intercambio rápido entre el aire atmosférico y el de este suelo. Por el contrario, la curva A —que corresponde con un suelo arcillolimoso— muestra un cambio bastante intenso según la profundidad.

En la primera parte del Cuadro 3.2 se puede ver que, debido a la acción biológica en el suelo, el porcentaje de CO_2 aumenta casi diez veces mientras que el O_2 sufre un decrecimiento proporcional manteniéndose casi constante la suma de los volúmenes de los dos gases. En los datos relativos a la segunda fecha, correspondiente a un período lluvioso, los contenidos de O_2 y CO_2 sobre la capa freática, son similares a los de días secos.

Los cambios de gases ocurren tanto por difusión como por convección. Comúnmente se considera que la contribución del proceso de difusión es más importante. Este ocurre de acuerdo con la primera ley de Fick, la que indica que:

$$I = -D \frac{dc}{dx}$$

donde:

- I = flujo de gas en mole por unidad de tiempo y superficie;
 D = coeficiente de difusión en $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$;
 c = la concentración en mole por cm^3 ; y,
 x = la distancia de la difusión en cm.

Cuadro 3.2. Porcentaje de O_2 y CO_2 en el aire bajo un cafetal de Turrialba en dos fechas (10).

Profundidad	en período seco			en período lluvioso		
	% O_2	% CO_2	Σ de % $\text{O}_2 + \text{CO}_2$	% O_2	% CO_2	Σ de % $\text{O}_2 + \text{CO}_2$
15 cm	20.1	0.6	20.7	19.9	0.5	20.4
30 cm	18.9	1.4	20.3	19.5	1.1	20.6
45 cm	18.6	1.6	20.2	19.2	1.0	20.2
60 cm	18.6	1.8	20.4	agua	agua	—
75 cm	13.6	5.2	18.8	—	—	—

Se conoce que el coeficiente de difusión es diferente para cada gas y también para los diversos medios en los cuales ocurre el proceso de difusión. Así se sabe que D aumenta para el CO_2 en el suelo, a medida que se incrementa el contenido de aire en el mismo. Es importante recordar que también existe difusión del O_2 en el agua del suelo, sólo que ésta es aproximadamente 10^4 veces menor que en el aire.

Los gases se mueven por convección debido a cambios de volumen — los que pueden ocurrir por variaciones en la temperatura, en la presión atmosférica o en el proceso de secamiento del suelo —, y también por la influencia del viento sobre la superficie del mismo suelo.

Cuando el intercambio de gases es reducido y la concentración de O_2 disminuye y la de CO_2 aumenta, como se vio en la Figura 3.1, pueden alcanzarse altos niveles de este último gas. Cuando la concentración del anhídrido carbónico llega a un ámbito de 15 a 20 %, se inhibe el crecimiento de las raíces. Por lo general, estos valores avanzados se alcanzan solamente con pequeñas profundidades, después de haberse incorporado apreciables cantidades de materia orgánica al suelo. En estas condiciones, el poder de penetración de las raíces es notablemente reducido, al igual que su poder de absorción.

El aire del suelo está en equilibrio con la solución del suelo y así, en general, está saturado o casi saturado de vapor de agua; al mismo tiempo, la solución del suelo tiene disuelta la cantidad de O_2 y CO_2 que corresponde con la temperatura y las presiones parciales presentes de estos gases.

CONDICIONES DE OXIDACION Y REDUCCION

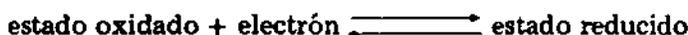
Reacciones de oxidación y reducción ocurren en aproximadamente todos los suelos; éstas son de gran importancia en los procesos de

meteorización, acumulación de materia orgánica, formación de suelos, y en aquellos que regulan la disponibilidad y movimiento de varios elementos, como el hierro y el manganeso.

Los suelos con buen avenamiento contienen bastante oxígeno y, por ello, representan sistemas oxidantes que —con la materia orgánica como principal reductor de ellos— se descomponen con mayor o menor velocidad.

Los suelos mal avenados comúnmente representan sistemas reductores. Considerando estos aspectos se habla del estado redox de los suelos, el que influye en muchas propiedades del mismo, incluso en el estado del nitrógeno en los suelos. En este último caso, y en condiciones oxidantes este elemento es nitrificado a nitrato, mientras que en condiciones reductoras (como aquellas con arroz inundado), el nitrógeno permanece en una forma reducida, como la amoniacal. Bartlett (3) sugiere usar el estado de oxidación de Fe, como criterio para separar condiciones oxidantes de reductores de suelos. Se estima que la presencia de Fe (III) indica suelos aeróbicos, en tanto que la presencia de Fe (II) caracteriza condiciones anaeróbicas.

Una reacción de reducción se puede escribir como:



La manera de expresar el potencial de oxidación de un sistema es por medio de la ecuación de Nernst, la cual se formula así:

$$E_h = E_o + \frac{RT}{nF} \ln \frac{\text{estado oxidado}}{\text{estado reducido}}$$

En esta ecuación:

E_h = es el potencial de redox del sistema;

E_o = es una constante llamada potencial patrón —la que es igual al E_h cuando la concentración de las formas oxidadas y reducidas es igual y, por tanto, su logaritmo es cero—;

T = es la temperatura absoluta en $^{\circ}\text{K}$;

F = es la constante de Faraday (96 500 coulomb);

n = representa el número de electrones que se transfiere en la reacción;

R = es la constante de los gases, aquí con 8 315 joule.

Una buena ilustración de estos aspectos se encuentra en el trabajo de Jeffery (12), como se muestra en la Figura 3.2.

La curva que se presenta en la Figura 3.2 ilustra claramente cómo el potencial redox de un suelo depende de la presencia de substancias oxidantes. Al mismo tiempo revela que para que algunas substancias puedan existir en forma permanente en el suelo, se requieren ciertos

potenciales redox. Considerando que un suelo es aeróbico en tanto tiene Fe(III) (ver Bartlett (3)), esta curva muestra que al desaparecer el Fe(III) el sistema oxidante se transforma en reductor.

En el Cuadro 3.3 se observa una serie de reacciones comunes en suelos y los potenciales redox correspondientes, lo que permite estimar la situación del suelo. Al comparar el Cuadro 3.3 con la Figura 3.2 se nota que las reacciones indicadas corresponden con potenciales de

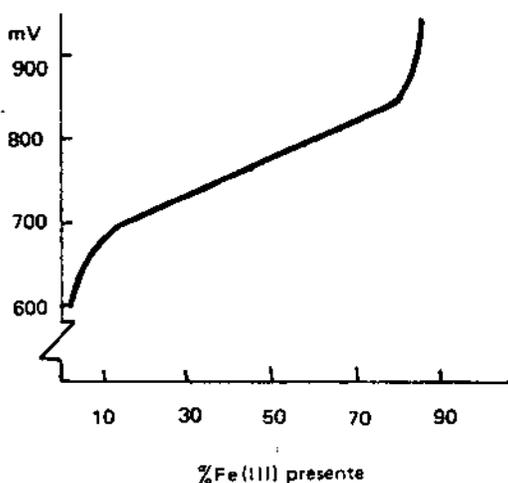


Fig. 3.2. El potencial redox de un suelo recién inundado, en función del porcentaje de Fe (III) presente (12).

oxidación inferiores a aquellos indicados en la misma figura, es decir, a los ya pertenecientes a medios bastante reductores. Es importante recordar que estas condiciones presentan una apreciable variación local en el suelo, o sea, cambian con la profundidad, sobre todo según la penetración del O_2 en los diferentes sitios.

Algunas propiedades fácilmente observables de los suelos permiten hacer estimaciones aproximadas de sus propiedades redox. Así, si el potencial de oxidación excede 0.3 V tendría una concentración creciente de Fe (III) y los colores pardorrojizos típicos de este ión. En suelos hidromórficos de color gris —lo que indica la presencia de Fe (II)— es común medir valores de 0.17 V en la parte principal, mientras que en las manchas pardas, donde permanecen condiciones parcialmente oxidantes, se puede observar 0.4 V.

En suelos naturales, comúnmente el valor medido corresponde con un "potencial mixto", debido a la coexistencia aquí de varios sistemas redox al mismo tiempo. Se considera que este potencial mixto es el promedio ponderado de los potenciales redox presentes (4). Pocas veces los suelos llegan a equilibrios redox, dada la frecuente entrada de reductores, es decir, de materia orgánica. Para su medición se usa, generalmen-

te, el electrodo de platino; no obstante, las mediciones son más estables en sistemas reductores que en oxidantes (4).

En lugar del potencial redox E_h , cada vez se está usando más el logaritmo decimal negativo de la electronegatividad, al que se llama pe ; el cual se relaciona con el E_h en la forma siguiente:

$$pe = \frac{E_h}{2.3 RT/Fn}$$

Para condiciones de presión normal y 25°C y el cambio de 1 electrón, esto se simplifica a:

$$pe = E_h/0.59$$

Como se ve en la ecuación de Nernst y en la anterior, los oxidantes aumentan el valor del potencial, mientras que los reductores lo disminuyen. Como se indicó anteriormente, el oxidante aceptor de electrones, principal en este sistema, es el oxígeno del aire en el suelo. Cuando éste llega a niveles muy bajos, comienza la reducción de los nitratos, al actuar los mismos como oxidantes, lo que determina la formación de N_2 y N_2O .

Posteriormente y como se observa en el Cuadro 3.3, comienza la reducción de Fe^{+3} , de Mn^{+4} y Mn^{+3} , y debido a que las formas divalentes de estos elementos son más solubles, sube su concentración.

Se ha visto que en condiciones de campo los valores del potencial redox varían en el suelo, aproximadamente entre +800 mV (oxidación fuerte) y -350 mV (reducción fuerte). Estos valores fluctúan apreciablemente durante el año, especialmente como consecuencia del mayor o menor contenido de agua en el suelo. Los cambios con saturación de agua son notablemente fuertes en horizontes con alta concentración de materia orgánica.

El pH tiene una considerable influencia sobre el pe . Este último generalmente aumenta cuando baja el pH, es decir, cuando aumenta la concentración de iones de hidrógeno. Este cambio es variable según las

Cuadro 3.3. Potenciales redox de reacciones importantes en suelos agrícolas.

Reacción	Voltaje (V)
Comienzo de la reducción de nitratos	0.45-0.55
Comienzo de la formación de Mn(II)	0.35-0.45
Ausencia de O_2	0.33
Ausencia de nitrato	0.22
Se inicia la reducción de SO_4 y formación de S^{2-}	- 0.05
Inicio de formación de metano	- 0.12
Ausencia de sulfato	- 0.18

propiedades del suelo. Dichas variaciones para el caso del hierro son presentadas en la Figura 3.3 con base en valores de Segalen (20). Se observa aquí que la forma oxidada (Fe^{+3}) es más estable en un medio más básico, mientras que el Fe^{+2} lo es en condiciones de acidez elevada, aun bajo circunstancias relativamente oxidantes, como se aprecia en la parte izquierda de la Figura 3.3.

SUELOS INUNDADOS

Una parte apreciable de los alimentos para la humanidad se basa en el arroz, la mayor parte del cual se cultiva en suelos inundados, debido a que los rendimientos son, en general, superiores en estas condiciones. Lo específico de esta situación es que se crean condiciones anaeróbicas en el suelo, las que existen excepto en los milímetros superiores del mismo. Las características especiales de estos suelos han sido resumidas por Ponnampertuma (19).

Estos suelos exigen un manejo especial y son drenados e inundados según las necesidades del arroz. Cuando se prepara el suelo para su inundación, se incorporan el fósforo, potasio y materiales orgánicos, y se reduce al mínimo la permeabilidad del suelo. Durante el desarrollo del cultivo se mantienen condiciones inundadas, las que requieren de un

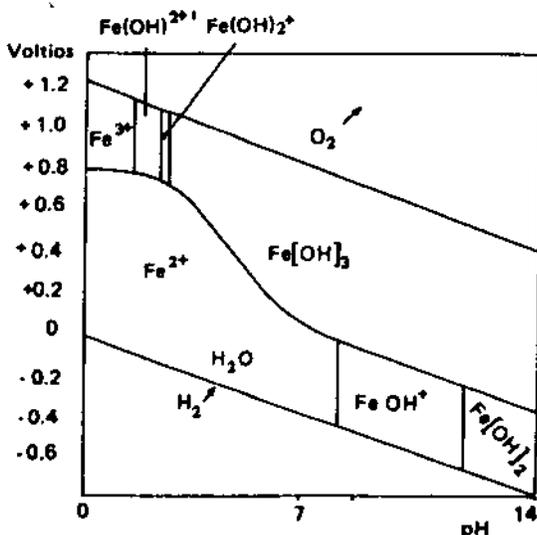


Fig. 3.3. Formas de hierro en los suelos, en función del pH y el potencial redox (20).

cuidado especial en el manejo del nitrógeno, con el fin de evitar pérdidas por desnitrificación y lavado.

Cuando se drenan estos suelos aumenta su potencial redox y decrecen las concentraciones de $\text{Fe}(\text{II})$ y $\text{Mn}(\text{II})$, las que se volverán a incrementar con la próxima inundación que se caracterizará de nuevo por crear condiciones de reducción. Al ocurrir esto, se forma $\text{Fe}(\text{II})$ más soluble. Los fosfatos de este catión son más solubles que los del $\text{Fe}(\text{III})$,

lo que explica la disponibilidad relativamente alta de P en suelos inundados.

Los suelos en las costas marinas son frecuentemente inundados, especialmente por las mareas altas. Cuando en ellos se establecen condiciones de avenamiento, los sulfuros presentes se oxidan, formando sulfatos, dando lugar a suelos sumamente ácidos.

Otras situaciones se dan en los pantanos naturales, donde las aguas estancadas producen condiciones de reducción que no permiten la oxidación de los residuos orgánicos, los cuales a la larga se acumulan y originan el desarrollo de Histosoles.

RESUMEN

- a. En este capítulo se presenta la contribución de las fases gaseosa y líquida en el volumen total del suelo. Se describe la solución del suelo, los aniones que regulan su concentración y los factores que determinan los cationes que acompañan a estos aniones. Se discuten los aspectos dinámicos de los cambios de esta solución y las técnicas para extraerla. Se exponen datos sobre la composición de la solución del suelo y el papel de los equilibrios inorgánicos y orgánicos que la regulan.
- b. Se aporta información sobre los equilibrios líquido-gas en suelos y se analiza el papel de los equilibrios sólido-líquido en la determinación de la disponibilidad de nutrimentos, particularmente en la de los oligoelementos.
- c. Se estudian las propiedades generales y la composición química de la fase gaseosa, sus cambios con la profundidad, la influencia de la textura de los suelos y de la difusión como factores que la regulan.
- d. Se analizan los procesos redox, en general, y los que se dan en suelos; se examina el papel del hierro como indicador del estado de oxidación de muchos suelos y el de la materia orgánica como reductor de gran importancia. Se estudia el potencial (redox) y la contribución al mismo por parte de diferentes procesos que ocurren en el suelo. Se presenta información sobre suelos arroceros inundados, como un caso de suelos agrícolas en condiciones de potencial reductor.

BIBLIOGRAFIA

1. ADAMS, F. Ionic concentrations and activities in soil solutions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35: 420-426. 1971.
2. ARNOLD, P.W. Surface-electrolyte interactions. *In* Greenland, D.J. y Hayes, M.H., Eds. *The Chemistry of soil constituents*, New York, J. Wiley, 1978, pp. 356-404.
3. BARTLETT, R.J. Oxidation-reduction status of aerobic soils. *In* Dowdy, R.H., et al. Eds. *Chemistry in the soil environment*. Madison, USA. ASA Spec. Publ. no. 40, 1981. pp. 77-102.
4. BOHN, H.L. Redox potentials. *Soil Sci.* 112(1): 39-45. 1971.
5. BOYNTON, D.; REUTHER, W. Seasonal variation of oxygen and carbon dioxide in three different orchard soils. *Am. Soc. Hort. Sci., Proc.* 36: 1-6. 1938.
6. FASSBENDER, H.W. Caracterización de algunos nutrientes en la rizosfera de algunas plantas en un Latosol de Costa Rica. *In* Actas 2º Congreso Latinoamericano de Biología de Suelos, Santa María, Brasil, 1968. 543 p.
7. ————. Chemisches Verhalten der Hauptnährstoffe in Böden der Tropen, insbesondere in Lateinamerika. *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 23: 1-182. 1972.
8. FORSYTHE, W.; LEGARDA, L. Criterios de succión de agua y del espacio aéreo del suelo para la producción máxima del frijol 27-R. *In* 19º Reunión Anual PCCMCA, San José, Costa Rica, 1973. 11 p.
9. FRIED, M.; SHAPIRO, R.E. Soil-plant relationships in ion uptake. *Annual Review of Plant Physiology* 12: 91-112. 1961.
10. GARAY, A.F. Aireación en un suelo de café. *Turrialba* 16(4): 340-351. 1966.
11. HARDY, F. Edafología tropical. México, Herrero Hnos. 1970. 416 p.
12. JEFFERY, J.W.O. Iron and the E_h of waterlogged soils with particular reference to paddy. *J. Soil Sci.* 11: 140-148. 1960.
13. KHASAWNEH, F.E. Solution ion activity and plant growth. *Soil Sci. Soc. Am., Proc.* 35:426-436. 1971.
14. LINDSAY, W.L. Solid phase solution equilibria in soils. *In* Dowdy, R.H. et al. Eds. *Chemistry in the soil environment*. Madison, USA, ASA Spec. Publ. no. 40, 1981. pp. 183-202.
15. MATTIGOD, S.V.; SPOSITO, G.; PAGE, A.L. Factors affecting the solubilities of trace metals in soils. *In* Dowdy, R.H., et al. Eds. *Chemistry in the soil environment*. Madison, USA, ASA Spec. Publ. no. 40, 1981. pp. 203-222.
16. NIELSEN, N.E. A transport kinetic concept of ion uptake from soil by plants. I. A method for isolating soil solution from soils with or without plant over. *Plant and Soil* 36: 505-520. 1972.
17. NYE, P.H.; TINKER, P.B. Solute movement in the soilroot system. Oxford, U.K., Blackwell Sci. Publ., 1977. 342 p.
18. PEARSON, R.W. Introduction to Symposium, The soil solution. *Soil Sci. Soc. Am., Proc.* 35: 417-420. 1971.

19. **PONNAMPERUMA, F.N.** The chemistry of submerged soil. *Adv. in Agronomy* 24: 29-96. 1972.
20. **SEGALEN, P.** La fer dans les sols. Paris, Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre Mer, 1964. 150 p.
21. **SMITH, K.A.** Soil aeration. *Soil Sci.* 123 (5): 284-291. 1977.

FENOMENOS DE ADSORCION Y CAMBIOS EN SUELOS

Muchos de los componentes de la fase sólida del suelo retienen moléculas o iones, en forma más o menos permanente. Algunos de estos procesos son reversibles, y los diferentes iones se retienen en cantidades aproximadamente equivalentes. Para analizar estos procesos se acostumbra utilizar el término de "cambio o intercambio de iones". Aunque estos fenómenos se conocen hace más de un siglo y medio, todavía quedan muchas preguntas sin contestación precisa; en parte porque en los suelos ocurren, al mismo tiempo, fenómenos de diversos tipos de adsorción, pero también debido a que, como afirma Thomas (52), no siempre es posible definir si los procesos que suceden son de cambio, de adsorción o de otro tipo. Se sabe, además, que la retención de iones puede producirse por medio de diferentes tipos de reacciones, particularmente en el caso de suelos con cargas variables, como lo describió Stoop (51). Por su fuerte influencia sobre las propiedades de los suelos, tanto químicas como físicas y biológicas, es de importancia un buen conocimiento de estos fenómenos, los que ya han sido ampliamente estudiados en condiciones de clima templado.

La bibliografía sobre esta materia emplea muchos términos, a veces sin mucha precisión. A continuación se exponen las definiciones que se usan en este capítulo, empleando algunas de las más aceptadas y propuestas por la Sociedad de Ciencia del Suelo de los Estados Unidos (44).

Se entiende por adsorción el fenómeno por el cual una sustancia se une a una superficie, al ser atraída (la primera) por fuerzas que pueden ser: electrostáticas, de Van der Waals o químicas, por un período más o menos largo. Cuando las fuerzas que intervienen son predominantemente electrostáticas, los procesos son más o menos reversibles y se les designa como cambio iónico, debido a que además de la adsorción de un ión se libera una cantidad equivalente de otro. Cuando la unión se debe a fuerzas de Van der Waals, se tiene una adsorción física, y en estos casos no se tiene que liberar una sustancia adsorbida. Es útil recordar que estas fuerzas son aditivas y de corta distancia. La retención también

puede ocurrir por medio de precipitación, fijación y quimisorción, pero estos últimos procesos son poco reversibles.

CAMBIO DE CATIONES

Los componentes sólidos, inorgánicos y orgánicos del suelo poseen cargas electrostáticas en su superficie. Como se vio en el primer y segundo capítulos, estas superficies pueden ser grandes, y lo son particularmente en las fracciones de arcilla y de materia orgánica. Se sabe que especialmente en suelos tropicales la fracción de limo puede contribuir, aunque en grado menor, a la capacidad de cambio. Estudiando suelos superficiales de Panamá, Martini (29) informó sobre la existencia de un 10 a un 30% de la capacidad de cambio en la fracción de limo, con mayor proporción en suelos recientes.

Para ilustrar el proceso del cambio catiónico se puede considerar un método usado para la determinación analítica de la capacidad de cambio de un suelo. Antes, esta propiedad se expresaba en miliequivalentes por gramo de arcilla, por cada 100 gramos de suelo —o, para determinaciones de análisis rutinarios de suelos, por cada 100 mililitros de suelos—; en la actualidad se propone la unidad de centimole por kilogramo de suelo (cmol.kg^{-1}). El método consiste en saturar el suelo con un catión que normalmente no forma parte de sus iones, como el bario. Si el proceso se realiza, con un pH de 8, con trietanolamina para mantener el pH y con una solución 0.2 N, se logra obtener la capacidad total de cambio del suelo. Si el proceso se representa esquemáticamente, como se observa en la Figura 4.1, se ve que en el complejo sólido se encuentran diferentes cationes, los cuales serán reemplazados por el Ba.

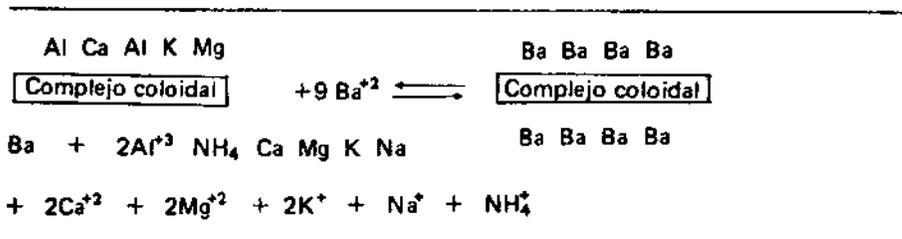


Fig. 4.1. Representación esquemática del cambio de los cationes del suelo por el bario.

Posteriormente y después de eliminar cuidadosamente cualquier exceso del reactivo del suelo, se desplaza este catión y se determina la cantidad de Ba que ha estado adsorbida por el complejo de cambio del suelo.

Los cationes en la superficie, como el Ba, se llaman cationes cambiables, y cuando el suelo está saturado de un solo ión se habla de un suelo homoiónico. En la literatura europea no reciente, se usa mucho el concepto de "suma de cationes" o "bases cambiables", al cual se le da el símbolo S. Otro concepto empleado en los mismos trabajos, es el de "porcentaje de saturación de bases", al cual se le asigna el símbolo V;

este queda definido como:

$$V = \frac{S}{CIC} \cdot 100$$

El valor de esta propiedad de los suelos es muy variable y guarda, en general, una relación inversa con la acidez del suelo, lo que resulta en que al aumentar el pH, aumenta también la saturación, aunque la relación entre las dos propiedades pueda ser lineal o exponencial.

Fenómenos de adsorción

Dada la gran importancia de los fenómenos de adsorción, éstos han sido estudiados ampliamente, tanto para suelos como para sistemas más sencillos. Se conoce que en mayores superficies, en general, les corresponderá una mayor adsorción. Se sabe también que debido a la energía cinética de las partículas, la que aumenta con la temperatura, su adsorción disminuirá cuando se incremente esta última; este es un antecedente importante para que los estudios de adsorción se realicen en condiciones con una temperatura constante, obteniendo curvas que por ello se denominan isotermas.

En determinadas condiciones, la adsorción resulta de un equilibrio entre las fuerzas en la superficie adsorbente y la energía cinética de las sustancias adsorbidas; las primeras son las encargadas de inmovilizar a estas últimas. Cuando esto ocurre, gran parte de la superficie adsorbente puede quedar cubierta con un tipo de material adsorbido que se convertirá, a su vez, en fuente de atracción para la misma sustancia, lo que conllevará a la formación de capas múltiples. Un ejemplo de esto es la adsorción de agua por el suelo, donde se forman capas múltiples y donde la fuerza de retención disminuye en forma gradual con la distancia del adsorbente, hasta llegar al agua completamente móvil y no retenida por el suelo.

Los estudios de adsorción se realizan, comúnmente, variando la concentración de la sustancia cuya adsorción se investiga, manteniendo constante el ambiente en que ocurre el proceso y la cantidad del adsorbente. Se ha observado que según las sustancias involucradas, se obtienen cinco tipos principales de isotermas de adsorción, los que se representan en la Figura 4.2.

La curva tipo I es de forma cóncava. Esto se debe a que al ser adsorbida una sustancia sobre el adsorbente, se dificulta la adsorción adicional de la misma, como se mencionó para el agua en el suelo. Estas curvas tienen un máximo donde las fuerzas de retención ya no compensan las de movimiento, lo que da por resultado la suspensión del proceso de adsorción.

En el caso del tipo de curva II, ésta se inicia en forma cóncava pero su segunda parte es convexa y por esto no presenta un valor máximo.

En el tercer caso, donde se observa una curva convexa, la intensidad de la adsorción aumenta con la cantidad de sustancia adsorbida, lo que significa que esta última retiene a sus semejantes, más que el adsorbente.

La combinación de una isoterma de tipo II con una de tipo I confi-

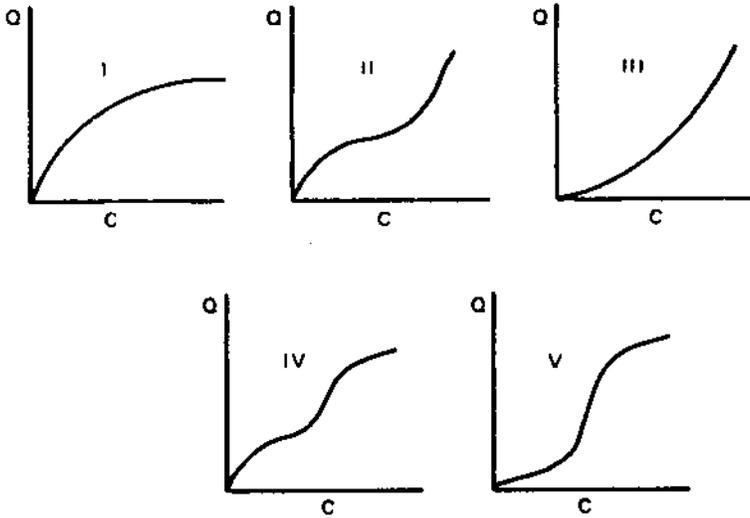


Fig. 4.2. Formas principales de las isothermas de adsorción. (En la ordenada de los gráficos se representa la concentración de la sustancia adsorbida por unidad de adsorbente (Q); en la abscisa, la concentración de la sustancia cuya adsorción se estudia (C)).

gura la cuarta forma conocida, la que podría ser considerada como la suma de dos procesos subsiguientes donde, en ambos casos, la adsorción de sustancias reduce su unión posterior.

El quinto caso puede ser considerado como la combinación de los tipos III y I, es decir, la realización de un proceso en cuya primera parte aumenta la velocidad de adsorción para luego pasar a una curva cóncava al máximo, similar a los casos I y IV.

Formas matemáticas para expresar la adsorción

Se ha propuesto una serie de ecuaciones para representar en forma matemática los procesos de adsorción. Aunque recientemente se ha trabajado intensivamente en este campo y se sabe que muchos enfoques anteriores han sido equivocados, parece que los enfoques actuales van a requerir más perfeccionamiento todavía, para poder representar la complejidad total en el suelo.

La ecuación de Freundlich

Esta ecuación fue propuesta en forma empírica para representar matemáticamente fenómenos de adsorción del tipo expuesto como I en la Figura 4.2. La ecuación se puede escribir: $Q = ac^b$, donde Q es la cantidad de sustancia adsorbida por unidad de adsorbente, como por ejemplo miligramos de P adsorbidos por gramo de suelo; c es la concentración de la sustancia que se adsorbe en el medio en donde se realiza

este proceso; a y b son constantes empíricas de cada sistema.

Con mucha frecuencia se usa la forma logarítmica de la ecuación, la cual se escribe: $\log Q = \log a + b \log c$. En esta última, $\log a$ es una constante; la representación de $\log Q$ (en la ordenada) contra $\log c$ (en la abscisa), generalmente resulta en rectas con una pendiente "b", cuyo valor, calculado en muchos sistemas, se refleja en números entre 0.1 y 1.0.

Una ilustración de esto se encuentra en la Figura 4.3, la que representa la adsorción de sulfato por muestras del horizonte A de tres suelos de Costa Rica (5).

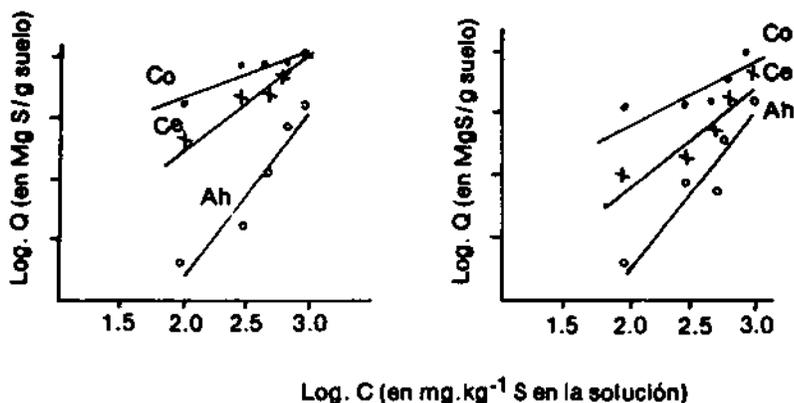


Fig. 4.3. La adsorción de sulfato en tres suelos de Costa Rica (5).

La isoterma de Freundlich ha sido ampliamente usada para la representación de la adsorción de sulfatos (5, 10, 36) en suelos. Asimismo con ella se ha representado la adsorción de herbicidas (28) en condiciones de suelos tropicales, como es el caso de un Vertisol de Costa Rica, y de diferentes plaguicidas en suelos de regiones templadas (7, 13).

Un enfoque nuevo en el uso de la isoterma se desarrolla en un estudio de Sposito (48), quien indica que la ecuación puede ser derivada con más precisión para el caso de adsorción de oligoelementos.

La isoterma de Langmuir

La ecuación correspondiente a la isoterma de Langmuir se emplea en química desde principios del siglo; y en química de suelos se ha usado en los últimos 30 años. En particular, los últimos diez años han sido caracterizados por un examen a fondo de esta ecuación por varios investigadores, especialmente Sposito y colaboradores, quienes en estudios básicos analizaron y, en parte especificaron, su utilidad y limitaciones (11, 19, 20, 21, 47, 49, 50, 56). Como parte de estos estudios, Sposito derivó de la ecuación, una forma que es adecuada para representar reacciones de cambio usando principios de mecánica estadística (47).

La forma original de la ecuación de la isoterma de Langmuir se escribe así:

$$Q = \frac{qKC}{(1 + KC)}$$

donde q y K son constantes; igual que antes, Q es la cantidad de sustancia adsorbida por unidad de adsorbente, y C es la concentración de la materia adsorbida en el medio en que ocurre el proceso. Con cierta frecuencia, la isoterma se usa en una forma que permite una mejor presentación gráfica:

$$C/Q = \frac{1}{Kq} + \frac{1}{q} C$$

En esta forma se separan las variables y se puede representar la relación entre concentración y cantidad adsorbida por unidad de adsorbente, en función del aumento de la concentración en el medio. Hay casos especiales cuando la concentración C es muy alta, circunstancia en la que es válida la aproximación:

$$Q \approx \frac{qKC}{KC} = q$$

la cual se considera como la adsorción máxima posible del sistema.

Debido a esta última consideración, algunos autores estiman que se puede determinar la máxima capacidad de adsorción, aunque otros dudan de la validez de esta afirmación. Se han comparado sistemas similares usando la ecuación que permite distinguir entre aquéllos que presentan mayor o menor adsorción (14, 36). Se cree que las comparaciones son más valaderas que los datos absolutos de las máximas derivadas de esta ecuación.

Otro caso especial se presenta cuando aparece una concentración muy baja, donde $1 \gg KC$ y, por lo tanto, se asume que $Q \approx q KC$, es decir que la cantidad adsorbida es directamente proporcional con su concentración en el medio. Este caso es bastante común en suelos, particularmente, para oligoelementos y fósforo; como resultado existen varios estudios donde se aplica la ecuación para representar estos elementos (24, 33, 43).

La situación donde la concentración del material adsorbido es baja hace más útil la ecuación, aun desde el punto de vista teórico (11). La Figura 4.4 ilustra el caso de tres suelos de Costa Rica donde la adsorción de P se ajusta a la isoterma.

Varios investigadores como Harter y Baker (19) consideran que la isoterma de Langmuir permite obtener valores bastante realistas en lo que se refiere a puntos máximos de adsorción, aunque estiman que son menos sólidas las interpretaciones de K como medida de energía de adsorción, especialmente por no considerar el efecto de los iones desorbidos en el proceso de cambio. Estos autores indican que, más bien, la constante K está relacionada con la proporción entre las energías de adsorción y desorción. Se recomienda que para obtener más información

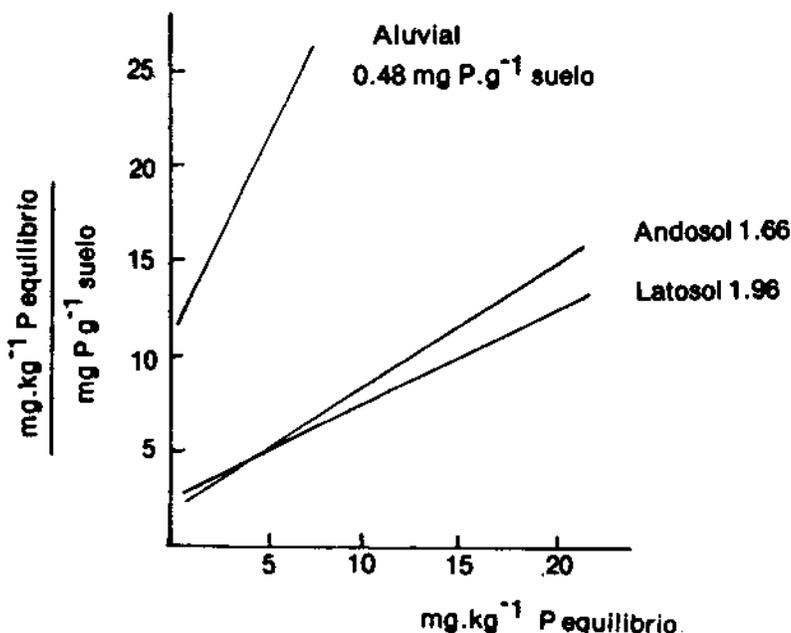


Fig. 4.4. Adsorción de fosfatos por tres suelos de Turrialba (Datos de Fassbender (14)).

sobre las energías de unión, se realicen experimentos de cinética. Según Harter y Smith (20), la información sobre fuerzas de retención es particularmente importante para estudios sobre residuos tóxicos, caso en que no solamente se requiere saber sobre cuánto material puede retener el suelo, sino también con qué fuerza lo retiene.

Al aplicar la ecuación de Langmuir, muchos autores han encontrado curvas en lugar de rectas al representar C/Q contra C ; el problema lo han resuelto con dos líneas rectas. Según Holford (21), este enfoque es equivocado, ya que asume erróneamente que la adsorción en sitios con baja energía ocurre después que hubo una adsorción en los sitios con alta energía.

En la ciencia del suelo esta isoterma se usaba, sobre todo, para representar tres tipos de fenómenos:

- La adsorción de aniones, especialmente, fosfatos, sulfatos y boratos por el suelo (3, 5, 10, 14, 36, 37).
- La adsorción de plaguicidas en los suelos (7, 13, 28).
- La retención de oligoelementos y contaminantes de suelos de naturaleza catiónica (6, 9, 24, 33, 42).

La conclusión a la que se puede llegar, con base en la información existente es que esta isoterma no se puede utilizar en todos los casos que se ha pretendido desde hace unos veinte años, pero que tiene una serie de aplicaciones —sobre todo para fines comparativos y en condi-

ciones fuertemente diluidas— siempre que el investigador conozca las limitaciones de la técnica, las que parecen ser más numerosas de lo que se pensaba originalmente.

La ecuación de adsorción de Brunauer, Emmett y Teller (8)

Esta ecuación — también llamada de BET, por ser esas las iniciales de sus autores— tiene su uso principal en física de suelos, para la determinación de superficies por adsorción de nitrógeno elemental. A pesar de que esta ecuación representa bastante bien la adsorción de muchos suelos, ha tenido muy poco uso en los estudios de química de ellos.

La ecuación se parece a la de Langmuir, pero tiene una constante más, C_0 , que denota la concentración de la saturación. Así, se la puede escribir:

$$C/Q (C_0 - C) = \frac{1}{K_q} + \frac{K \cdot 1 C}{qK C_0}$$

Es posible aprovechar esta forma de la ecuación para representarla gráficamente; se espera que sea una recta, lo que permitirá la determinación de las constantes que caracterizan al sistema. La ecuación BET es especial para representar adsorciones en capas múltiples, donde las fuerzas de Van der Waals son de considerable importancia; también se la ha usado para determinar la superficie del suelo.

Los materiales cambiadores en suelo

Los materiales que poseen cargas eléctricas son los responsables de los fenómenos de cambio propiamente dichos. Para comprender estos fenómenos es útil conocer los diferentes tipos de cargas que poseen los suelos, aspecto que fue estudiado por Mehlich (30), quien propuso los siguientes cinco grupos para las cargas:

- Capacidad de cambio de cationes, con base en la carga negativa constante (CICC).
- Capacidad de cambio de cationes, con base en la carga negativa variable (CICV).
- Capacidad de cambio de cationes, con base en la carga negativa total (CICt).
- Capacidad de cambio de cationes, con base en la carga positiva (CIA).
- Capacidad de adsorción de aniones (CAA).

Muchos suelos tropicales consisten en mezclas de minerales, con cargas variables unos, y permanentes otros; su comportamiento refleja la suma de estas propiedades. Uehara y Gillman (53) han presentado un modelo que considera todas las cargas negativas, pero no las positivas. En un estudio experimental del modelo anterior se detectó la presencia de cargas positivas permanentes en dos Oxisoles y en un Spodosol (17). Estas cargas se encuentran en la superficie de tres tipos principales de substancias que son:

- a. Intercambiadores inorgánicos cristalinos con cargas permanentes, debido principalmente a la substancia isomórfica en la red cristalina. Esta carga es poco influida por el medio, y a este hecho se debe el nombre de la misma.
- b. Intercambiadores inorgánicos con estructura poco organizada (como el alofán y la hissingerita) y consistente en óxidos de diferentes grados de hidratación con cargas variables, donde la capacidad de retención del material es fuertemente influida por el medio.
- c. Materiales orgánicos independientes y asociados en varios grados con la fracción inorgánica, con cargas dependientes del ambiente por su naturaleza química, como la disociación de los ácidos orgánicos dependientes del pH. Es interesante anotar aquí que la capacidad de cambio catiónico de la materia orgánica en suelos tropicales es con frecuencia considerablemente menor que en condiciones templadas, como lo mostró de Endrédiy (12), probablemente debido a las asociaciones firmes entre materia orgánica y los sesqui-óxidos.

Para ilustrar la proporción en que contribuyen las diferentes fracciones al total, se recomienda estudiar los datos de Martini para suelos de Panamá (29) y de Klinge para suelos de El Salvador (25).

Estructura y propiedades de la capa doble difusa

Los cambiadores antes examinados están rodeados por la solución del suelo donde los iones hidratados están distribuidos en diferentes capas. Cerca del intercambiador se encuentra una capa de iones contrarios llamada la capa de Stern, la cual forma, con las cargas negativas del cambiador, la capa doble. En ella la concentración es mucho más alta que en la solución del suelo. Desde esta capa la concentración cambia gradualmente hasta llegar al nivel de la concentración de la solución del suelo, como lo muestra la Figura 4.5.

En la Figura 4.5 se pueden observar, además, las dos capas: la de Stern, cerca del cambiador, y la capa difusa que representa el cambio gradual hasta llegar a la solución normal. El espesor de la capa doble es variable y disminuye con la concentración de la solución del suelo. En caso de iguales concentraciones, el espesor es más delgado para los cationes polivalentes que para los monovalentes. El espesor de la capa puede aumentar hasta valores particularmente altos cuando el catión saturante es el Na altamente hidratado, lo que explica las propiedades de los suelos sódicos que se tratarán en el Capítulo Sexto.

En la Figura 4.6 es posible notar que la influencia del ión monovalente Mo^+ llega a más distancia de la superficie que la del ión trivalente Mo^{+3} .

Formulación matemática para los procesos de cambio en cationes

Se han realizado muchos estudios sobre la forma de expresar matemáticamente los procesos de cambio en cationes. Un enfoque se ha denominado "ecuación de Kerr", en el cual la forma más general de cambio se representa por una ecuación de acción de masas. Para esto se tiene la reacción de cambio:

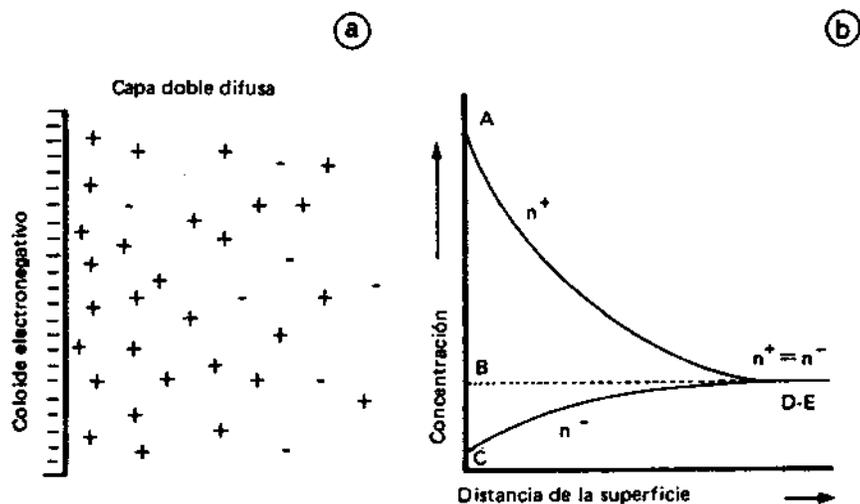


Fig. 4.5. Distribución esquemática de la capa doble difusa (a), y de las concentraciones aniónicas y catiónicas (b) que rodean al complejo de cambio.

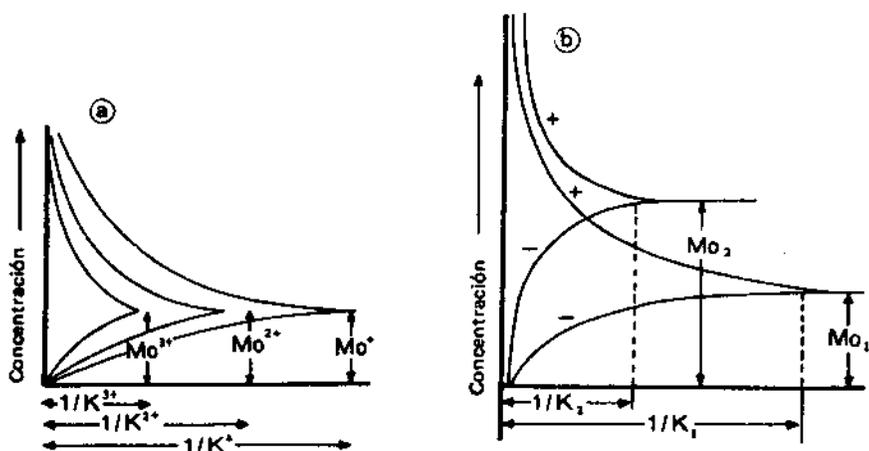
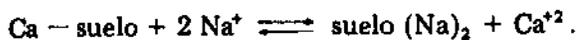


Fig. 4.6. Espesor de la capa doble difusa en función de la valencia de los cationes saturantes. (Según Blake (4)).



Este equilibrio se puede expresar de la siguiente forma:

$$\frac{[\text{Na}^+]^2 (\text{Ca}^{+2})}{[\text{Ca}^{+2}] (\text{Na}^+)^2} = K$$

En esta ecuación, los paréntesis cuadrados indican iones adsorbi-

dos en el complejo, y los paréntesis redondos los iones libre en solución. Es común usar esta ecuación después de extraer la raíz cuadrada, de lo cual resulta la forma usual.

$$K = \frac{[Na^+](\sqrt{Ca^{+2}})}{[\sqrt{Ca^{+2}}](Na^+)}$$

Otra de las formulaciones más antiguas es la ecuación de Gapon, originalmente propuesta como ecuación empírica. Recientemente, Sposito (46) propuso una forma de la ecuación que toma en cuenta los requerimientos de la termodinámica. Usando la teoría estadística del cambio iónico y asumiendo algunas condiciones bastante comunes en suelos, Jenny (23) llegó a otra forma de la misma ecuación; esta se puede escribir para Na y Ca, así:

$$K = \frac{[Na^+]\sqrt{(Ca^{+2})}}{[Ca^{+2}](Na^+)}$$

donde los paréntesis redondos denotan concentraciones de iones en solución y los paréntesis cuadrados las concentraciones de los iones adsorbidos. Esta ecuación permite predecir el comportamiento de los cationes en muchos suelos en los ámbitos comunes. La ecuación incluye una constante K, la que si bien fue originalmente propuesta en forma empírica, estudios posteriores demostraron que estaba relacionada con varias propiedades importantes del cambiador, como su densidad de carga superficial, la estructura de los minerales presentes y la existencia de sitios de adsorción especial. Considerando estas propiedades se pudieron calcular constantes que coincidían con los datos experimentales (41). Se ha observado también que cuando los valores encontrados se desvían fuertemente de los normales, ocurren procesos que no corresponden al cambio, como por ejemplo sucede cuando hay fijación de potasio —fenómeno este último no reversible y por lo tanto no de cambio—.

Como la “constante” de Gapon presenta variaciones, últimamente se prefiere denominarla coeficiente de Gapon o coeficiente de selectividad, debido a que también puede indicar retenciones preferenciales por algunos cambiadores. Se ha constatado, además, que la ecuación de Gapon se puede utilizar para sistemas de suelos con elevadas concentraciones de sales y sodio, es decir, para suelos sódicos y salinos. Al estudiar éstos, se emplea bastante el concepto de “relación de actividad”: $RA = (Na^+)/\sqrt{(Ca^{+2})}$, el que se refiere a la concentración de la solución saturante.

Un ejemplo puede ilustrar el uso de la ecuación de Gapon. Imagínese un sistema donde el coeficiente tiene un valor de uno y la solución saturante tiene una concentración de dos milimoles de Na^+ y cuatro milimoles de Ca^{+2} , de las cuales se asume que sean aproximadamente iguales a sus actividades. Introduciendo los valores en la ecuación de

Gapon se obtiene:

$$1 = \frac{[\text{Na}^+] \sqrt{(4)}}{[\text{Ca}^{+2}] (2)}, \text{ transformando: } 1 \cdot \frac{2}{2} = 1 = \frac{[\text{Na}^+]}{[\text{Ca}^{+2}]}$$

lo que indica que cuando la concentración de Ca se duplica en la solución del suelo, en el intercambiador existirán proporciones iguales de mole de los dos elementos.

Ley de la relación catiónica y potenciales catiónicos de Schofield

La ley de relación catiónica de Schofield (38) aprovecha los conceptos de la ecuación de Gapon y puede ser resumida en la forma siguiente: cuando los cationes en una solución están en equilibrio y hay un gran número en el cambiador (por ejemplo, un suelo), al variar la concentración de la solución no se alterará el equilibrio en el cambiador si todas las concentraciones de iones monovalentes se modifican en la misma proporción, las de los iones divalentes proporcionalmente a la raíz cuadrada de dicha proporción y las de los iones trivalentes en forma proporcional a la raíz cúbica de la misma proporción.

Amplios estudios en el campo confirmaron la validez de esta ley y la de las relaciones que establece. Schofield derivó lo que llamó potenciales catiónicos, usando para ellos los logaritmos negativos de las concentraciones catiónicas, análogamente como el potencial de hidrógeno (pH) expresa la actividad de este ión. Se ha propuesto una serie de conjuntos para caracterizar las propiedades de los suelos, entre ellos: el potencial potasio-calcio, $pK - 0.5 pCa$; el potencial cálcico, $pH - 0.5 pCa$; el potencial de aluminio, $pH - 0.33 pAl$; y otros más. Se ha observado que en muchos suelos, especialmente en los de carga permanente, el potencial de calcio es una buena guía para estimar y corregir la acidez de los suelos (39).

El equilibrio de Donnan

Muchos autores han representado los fenómenos de cambio considerándolos como un caso de equilibrio Donnan. Hoy día se le atribuye poca importancia a este enfoque, debido a que varios investigadores han demostrado que este equilibrio en suelos representa a la realidad sólo en forma cualitativa (40).

Poder cambiador de diferentes cationes y factores que lo influyen

La fuerza con que un catión es retenido por el complejo de cambio depende de dos de sus propiedades: su carga eléctrica (valencia) y su tamaño (expresado por el radio hidratado de los iones). En adición a las propiedades de los cationes, también es importante el cambiador; así, para esmectitas (ya descritas en el primer capítulo) se ha observado la siguiente fuerza de retención creciente:



Se ha visto, y así quedó indicado en el Cuadro 4.1, que el catión más común en la mayoría de los suelos es el Ca; con el lavado de ellos

el Al gana importancia en el complejo de cambio y, como lo muestran datos de Guatemala, se descubre que hay una relación inversa entre estos cationes (34), aspecto que se puede observar en la Figura 4.7.

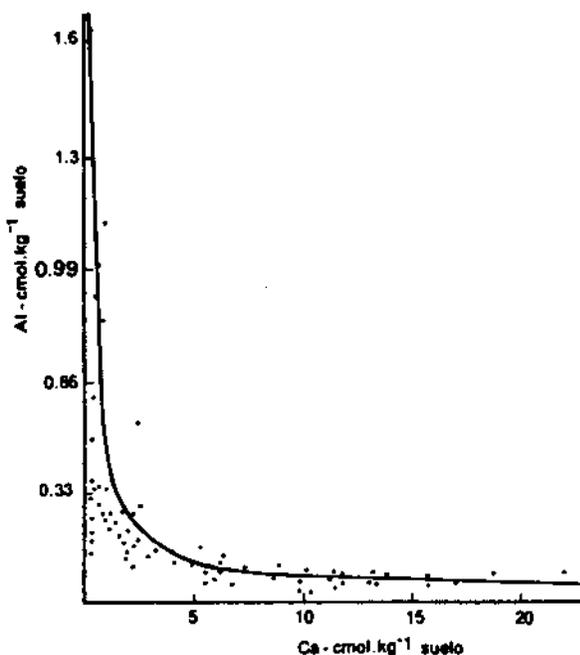


Fig. 4.7. Relación entre el calcio y el aluminio cambiables en algunos suelos de Guatemala. (Según Popenoe (34)).

La cantidad de cationes presentes influye fuertemente sobre el pH de los suelos. Pratt y Alvahydo (35) han observado que en suelos con minerales de arcilla similares, y en condiciones de humedad variable, la relación que se presenta entre el porcentaje de saturación y el pH, exhibe características bastante similares a las de los suelos del sur de Brasil; un ejemplo de esta última se muestra en la Figura 4.8.

Capacidad de cambio efectivo (CICE)

Debido a las múltiples dificultades para estimar correctamente la capacidad de cambio de un suelo que tiene cargas permanentes y variables, se ha propuesto que esta propiedad se determine sumando los miliequivalentes de los diferentes cationes de cambio a los del aluminio e hidrógeno presentes; a esta suma se le llamaría la capacidad de cambio efectivo.

Este enfoque de determinación de capacidad de cambio —que es independiente del pH— resulta en valores comprobados como bastante útiles para estimar esta propiedad en suelos del trópico.

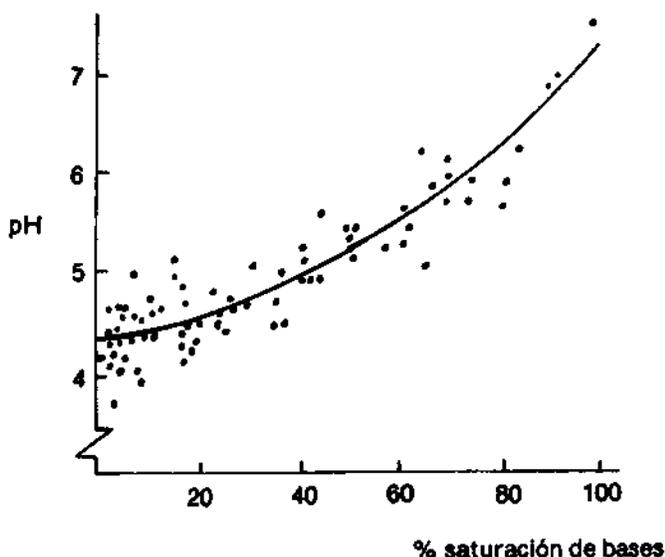


Fig. 4.8. Relación entre el pH y el porcentaje de saturación de bases en algunos suelos de San Pablo, Brasil. (Según Pratt y Alvahydo (35)).

Se ha observado que esta forma de expresar la capacidad de cambio, también permite representar adecuadamente la contribución del Al a este complejo. La importancia de este enfoque se discutirá con más detalle en el Capítulo Quinto.

INTERCAMBIO CATIONICO EN SUELOS DE AMERICA LATINA

Para suplir información sobre casos particulares y para ilustrar mejor los principios antes presentados, se darán algunos ejemplos extractados de la literatura latinoamericana.

Este dato se obtiene mediante dos procedimientos fundamentales. El primer método consiste en saturar el suelo con un catión en exceso, el cual desplazará los cationes presentes; en la práctica se usa, sobre todo, el amonio (como método oficial para la Taxonomía de Suelos), o el bario, comúnmente con un pH de 8.2. El otro método, especialmente útil en suelos con cargas variables, consiste en sumar los cationes extraídos, generalmente con cloruro de potasio normal. En el Cuadro 4.1 se presenta una serie de datos de Brasil, Costa Rica y Honduras (18, 32, 57). Se observan en él valores muy diferentes que ilustran bien la diversidad enorme entre suelos tropicales. Otro resumen, sobre 240 muestras de suelos superficiales analizados en Turrialba, se da en la Figura 4.9.

Los datos de la Figura 4.9 han sido agrupados en intervalos de 5 cmol (+p)kg^{-1} . Se observa que a la mayoría de los suelos (62%) le corresponde valores entre 15 y 45 cmol (+p)kg^{-1} . Son pocos los suelos con valores extremos lo que en parte se debe a la escasez de Oxisoles en Centroamérica. Los datos relativamente elevados coinciden con los valo-

res de los suelos en Costa Rica y Honduras que se exponen en el Cuadro 4.1; como los suelos representados en la Figura corresponden con horizontes A, se puede decir que son bastante ricos en materia orgánica, lo que es común en Centroamérica.

La gran influencia de la materia orgánica sobre la capacidad de cambio de suelos superficiales fue estudiada en detalle por Martini (29)

Cuadro 4.1. Capacidad de cambio catiónico y cationes cambiables en algunos suelos de Latinoamérica.

	CIC	Ca	Mg cmol (+p) kg ⁻¹	K
BRASIL (57)				
Latosol amarillo	7.0	0.18	0.15	0.09
<i>Terra rossa</i>	24.9	8.55	1.65	0.46
Latosol rojo	16.2	5.62	0.83	0.35
Latosol amarillo húmico	18.8	0.10	0.05	0.20
Latosol concrecionario	7.3	0.20	0.09	0.19
COSTA RICA (18)				
Andosol (Birrisito)	29.8	0.2	0.05	0.39
Inceptisol (Colorado)	28.0	1.3	0.45	0.48
Tropofluent (Reventazón)	28.0	6.5	1.20	0.78
Andosol (Cervantes)	49.3	5.4	0.60	0.41
HONDURAS (32)				
Aluvial (Tapatoca)	69.0	12.9	3.8	0.40
Aluvial (Sampile)	20.0	4.0	0.4	0.30
Andosol (Samaria)	50.0	9.0	1.6	0.50

para suelos de Panamá; este autor indica que tal influencia es particularmente importante en suelos volcánicos, mientras que en los suelos Aluviales y Planosoles, la contribución de la materia orgánica es más reducida.

Los datos que se cuentan para la región de Nariño, Legarda, Mora y Blasco (27) indican que en los distintos pisos altitudinales de la región que está entre el Océano Pacífico y los picos de los Andes, la capacidad de cambio de cationes depende de la materia orgánica (29), la que aumenta con la altura entre los 1 000 y 4 000 metros sobre el nivel del mar.

En un estudio muy detallado sobre El Salvador, Klinge (25) deter-

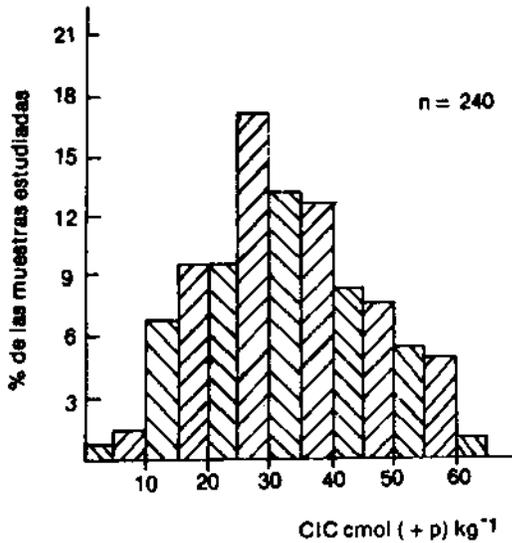


Fig. 4.9. Frecuencia de suelos en América Central, en función de su capacidad de cambio catiónico. (Evaluación de Fassbender).

minó la capacidad de cambio de suelos enteros y su fracción orgánica e inorgánica. El Cuadro 4.2 presenta los datos obtenidos por este investigador.

En el Cuadro 4.2 se observa una contribución de la materia orgánica que es aproximadamente entre una a tres cuartas partes de la capacidad de cambio, lo cual es similar a los datos de Martini para Panamá (29). Se ve que en algunos suelos la capacidad de cambio de la materia orgánica es considerablemente inferior a la que se constata en clima templado, confirmando el informe original hecho por Endrédy (12).

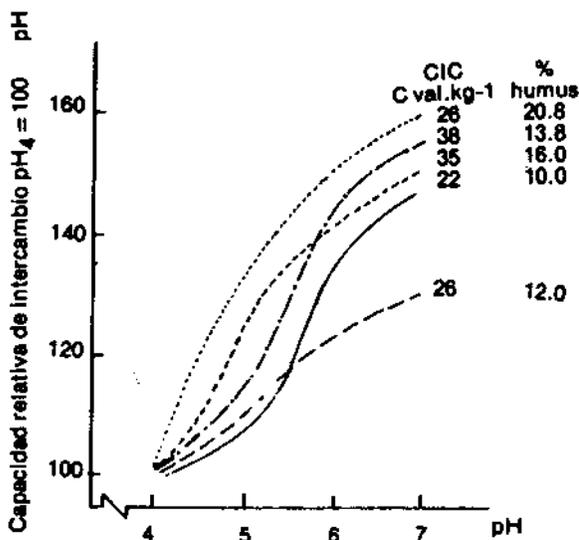
La capacidad de cambio de la materia orgánica es altamente dependiente del pH, como se observa en la Figura 4.10; en esta última se presentan datos de Igue y Fuentes (22) que ilustran el cambio del CIC con el pH. Esta información que se refiere a Andosoles, muestra en forma impresionante la variación de su capacidad de cambio con la variación del pH.

Para suelos de horizontes B con muy poca materia orgánica, Sombroek (45) encontró una correlación entre la capacidad de cambio de los suelos y su contenido de arcilla. Los valores permitieron estimar que estos suelos en la región amazónica del Brasil, eran fundamentalmente caoliníticos.

La mayor parte de las investigaciones se refiere a las capas superficiales de los suelos, debido a su importancia agrícola. Cuando Vine estudió los cationes en los horizontes B de suelos de Trinidad Central (58), observó una mayor saturación de aluminio, con valores de 45 a 80 %, lo

Cuadro 4.2. Fracciones orgánica e inorgánica de la capacidad de cambio de algunos suelos superficiales de El Salvador (25).

Suelo	Capacidad de cambio catiónico (cmol (+p) kg^{-1})		CIC en complejo orgánico (%)	Humus	
	Total	Complejo inorgánico		Contenido (%)	CIC $\text{cmol(+)}\text{kg}^{-1}$
Suelo pardo	37.0	12.6	67	18.0	138
Ranker	50.7	10.1	80	21.8	186
Suelo pardo	15.5	9.1	41	7.7	83
Suelo rojo	14.5	11.1	24	6.4	74
Suelo pardo	26.8	17.7	34	7.4	123
Andosol	24.4	17.2	29	4.0	207

**Fig. 4.10. Relación entre pH y capacidad de cambio en cinco suelos de Costa Rica (Igue y Fuentes (22)).**

que probablemente es perjudicial para las plantas con raíces profundas.

LA CAPACIDAD DE CARGA CERO EN SUELOS

Al principio de este capítulo se mencionó que la carga eléctrica de algunos órdenes de suelos es variable. Como resultado, en diferentes tipos de suelos —como en los que exhiben altos niveles de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio—, la determinación de las propiedades de cambio de aniones y cationes a un pH definido no caracteriza su

capacidad de adsorción y retención (26, 51). Se ha notado que la retención en estos suelos ocurre debido a diferentes mecanismos y no solamente por la atracción electrostática (51). Algunos aniones, especialmente el fosfato, aumentan la adsorción de cationes (51, 58). En varios suelos de Hawai se ha observado una correlación significativa entre la cantidad de fosfato aplicada y el valor de punto de carga cero (PCZ) de los suelos. Donde se encuentra esta carga, el fosfato baja el pH y aumenta la densidad de carga superficial por encima del PCZ (58). Esto representa una ventaja agronómica, ya que habrá un ámbito mayor de retención satisfactoria de cationes y, así, menos peligro de su pérdida en el caso de lavado fuerte.

Un aspecto fundamental de estos suelos se refiere al pH de su carga cero (PCZ). Este es el valor por encima del cual el complejo coloidal del suelo tiene un valor negativo y, por esa razón, puede retener cationes intercambiables. En este caso, su pH en el KCl será más bajo que el que se mide en agua, mientras que en valores inferiores la relación se invierte y el pH en el KCl será igual o superior debido a la retención de cloruro.

En la mayoría de los suelos cuyos minerales se caracterizan por cargas variables —principalmente Oxisoles y Andosoles—, al aumentar el pH, y así la carga, el incremento de la CIC se eleva al alejarse del PCZ. La Figura 4.10 ilustra esto bien para Andosoles de Costa Rica. También se sabe que la adsorción del Ca es favorecida sobre los iones monovalentes (54) en este sistema.

La determinación de un valor verdadero para la CIC de estos suelos es muy difícil. Por ejemplo se produce una fuerte alteración en los valores cuando las determinaciones de CIC se hacen con un pH diferente al del suelo, comúnmente superior al de este último generando un estado de exceso sobre la realidad.

Los procesos de lavado también afectan los resultados, especialmente cuando se usa el alcohol etílico, como se acostumbra, para remover excesos de sales; así lo observaron Van Raij y Peech (55).

Evidentemente las características anteriores hacen del punto de carga cero una propiedad importante de conocer y considerar en el manejo de suelos con carga variable. Los autores antes citados propusieron métodos para la determinación de esta característica. Las consideraciones del PCZ relacionadas con el manejo han sido analizadas por Uehara y Keng, y deben ser tomadas en cuenta siempre y cuando se quiera manejar exitosamente estos suelos (54).

INTERCAMBIO Y RETENCION DE ANIONES

Estos procesos son de considerable importancia, tanto para la química de suelos como para los estudios y puntos de vista sobre la fertilidad de los mismos. Como se vio previamente, existen fuerzas tanto electrostáticas como específicas de adsorción. Las cargas positivas se originan por la adición de protones a un grupo de tipo (Al, Fe)-OH de la superficie. La carga positiva se neutraliza por la adsorción de aniones, lo que se puede representar por la reacción:



Los aniones retenidos en esta forma son intercambiables. Para la existencia de estas cargas, el pH del suelo debe ser fuertemente ácido en el caso de minerales cristalinos. En suelos con alto contenido de minerales con carga variable, como el alofán o los sesquióxidos, la adsorción se vuelve importante, aun en valores menos ácidos. En el Cuadro 4.3 se observa claramente esta tendencia para un Oxisol (serie Nipel) y un Inceptisol (serie Sharkey), según datos de Wiklander (60) y de Gebhardt y Coleman (16).

Los datos del Cuadro 4.3 ilustran claramente la adsorción global creciente con la acidez del suelo y el hecho de que en suelos con minerales de arcilla laminares, como el Sharkey montmorillonítico (aun con pH bien bajos), es difícil llegar por debajo del PCZ; así, la carga positiva que se desarrolla, reflejada por la adsorción del Cl⁻, permanece muy baja. Al contrario, en las mismas condiciones, el Oxisol y el Andosol desarrollan una carga variable apreciable, y con un pH menor.

También se observa que la retención de fosfato, un proceso específico influido por una serie de factores, existe (aun con pH altos) para dos de los suelos, y crece considerablemente para ambos con el aumento de la acidez.

Cuadro 4.3. Adsorción de aniones en función del pH por la fracción arcillosa de dos suelos (en cmol(+p)kg⁻¹ de suelo).

pH	Nipe (Oxisol) cmol(+p)kg ⁻¹			Sharkey (Inceptisol) cmol(+p)kg ⁻¹			S. Gregorio (Andosol) cmol(+p)kg ⁻¹	
	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ³⁻	pH	Cl ⁻	PO ₄ ³⁻	pH	SO ₄ ²⁻
7.2	0.0	0.0	31.2	6.8	0.0	22.0	6.3	13
6.7	0.3	2.0	41.2	5.6	0.0	36.5	—	—
6.1	1.1	5.5	46.5	4.0	0.05	47.4	5.1	22
5.8	2.4	7.1	50.8	3.2	0.1	64.0	4.4	38
5.0	4.4	10.5	66.1	3.0	0.1	73.5	4.1	48
4.0	6.0	—	88.2	2.8	0.4	100.0	—	—

Por la existencia de este grupo de factores, hay una serie de retención de aniones inorgánicos que indica el orden siguiente para algunos aniones importantes.

fluoruro > fosfato > arseniato > molibdato > sulfato > nitrato > ~ cloruro

La presencia de cationes complementarios también influye sobre la retención de aniones, como lo ilustran los datos siguientes para el sulfato, mostrando retención decreciente:



Es importante recordar que en los suelos también existen aniones orgánicos, los que en parte son resultantes del metabolismo de las raíces y de la descomposición de la materia orgánica fresca. Estos aniones, algunos relativamente pequeños (como el acetato, el citrato y similares), pueden ser adsorbidos en la superficie del suelo, y cuando su cantidad es apreciable están en condiciones de influir sobre la inmovilización de otros aniones. Trabajos de Appelt, Coleman y Pratt (1) han mostrado que estos aniones sencillos, como el benzoato, son retenidos por mecanismos de cambio de los aniones, mientras que los más complejos se retienen en parte por reacciones que involucran enlaces no iónicos. Se cree que las observaciones de Metcalf y colaboradores (31), en Brasil, pueden ser explicadas con base en esto. Dichos investigadores constataron que para suelos muy pobres en fosfato, la aplicación de amplias cantidades de materia orgánica reduce la inmovilización de este anión y fomenta su absorción por los cafetos.

RESUMEN

- a. En este capítulo se exponen, primeramente, los conceptos básicos que regulan los diferentes tipos de fenómenos de adsorción en suelos, así como las fuerzas involucradas en estos procesos. Se dan las definiciones de los términos más usuales, de acuerdo con lo propuesto por la Sociedad de la Ciencia del Suelo de los Estados Unidos de América.
- b. Se presentan las diferentes formas gráficas de las isotermas de adsorción y se hace un análisis crítico de las ecuaciones principales de adsorción como las de Freundlich, Langmuir, Brunauer, Emmett y Teller, exponiendo sus aplicaciones en ciencia del suelo y sus limitaciones de acuerdo con investigaciones recientes.
- c. Se aporta información sobre los materiales responsables de los fenómenos de cambio y los tipos de carga que tienen, de acuerdo con Mehlich.
- d. Se da información sobre las propiedades de los cambiadores y las condiciones especiales en la capa cercana a su superficie, además de la influencia de los diferentes cationes sobre estas condiciones.
- e. Se resumen las formulaciones más importantes para el cambio de cationes, como las fórmulas de Kerr, de Gapon y la ley de las relaciones de Schofield.
- f. Se informa sobre las propiedades de los materiales cambiadores en los suelos de Latinoamérica y se ilustran, con datos, los principios fundamentales, particularmente el papel de las diferentes fracciones del suelo en procesos de cambio.
- g. Se discute el concepto de capacidad de carga cero en suelos y el manejo de esta propiedad para mantener la fertilidad en ellos.
- h. Se informa sobre procesos de cambio y adsorción específica de aniones.

BIBLIOGRAFIA

1. APPELT, H.; COLEMAN, N.T.; PRATT, P.F. Interactions between organic compounds, minerals and ions in volcanic-ash-derived soils. I. Adsorption of benzoate, p-OH- benzoate, salicylate and phosphate ions. *Soil Sci. Soc. Am., Proc.* 34(4): 623-627. 1975.
2. ARNOLD, P.W. Surface-electrolyte interactions. In Greenland, D.J., y Hayes M.H., Eds. *The chemistry of soil constituents*. N.Y. Wiley-Interscience. 1978. pp. 356-404.
3. BINGHAM, F.T.; PAGE, A.L.; COLEMAN, N.T.; FLACH, K. Boron adsorption characteristics of selected amorphous soils from Mexico and Hawaii. *Soil Sci. Soc. Am., Proc.* 35(4): 546-550. 1971.
4. BLAKE, C.D. *Fundamentals of modern agriculture*. Sidney Univ. Press, 1968. s.p.
5. BORNEMISZA, E.; LLANOS, R. Sulfate movement adsorption and desorption in three Costa Rican soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 31(3): 356-360. 1967.
6. _____; PERALTA, F. Zinc in Andosols. *Soil Crop. Sci. Soc. of Fla., Proc.* 40:33-35. 1981.
7. BOWMAN, B.T.; SANS, W.W. Adsorption of Parathion Fenitrothion, Methylparathion, Aminoparathion and Paraoxon by Na^+ , Ca^{+2} and Fe^{+3} montmorillonite suspensions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41(3): 514-519. 1977.
8. BRUNAUER, S.L.; EMMETT, P.H.; TELLER, E. Adsorption of gases in multi-molecular layers. *J. Am. Chem. Soc.* 60: 309. 1938.
9. CAVALLARO, N.; McBRIDE, M.B. Copper and Cadmium adsorption characteristics of selected acid and calcareous soils. *Soil Sci. Soc. Am., J.* 42(4): 550-556. 1978.
10. CHAO, T.T.; HARVARD, M.E.; FANG, S.C. Adsorption and desorption phenomena of sulfate ions in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26(3): 234-237. 1962.
11. ELPRINCE, A.M.; SPOSITO, G. Thermodynamic derivation of equations of the Langmuir type for ion equilibria in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45(2): 277-282. 1981.
12. ENDRÉDY, A.S. de. The organic matter content of Gold Coast soils. *Trans. 5th Internl. Congr. Soil Sci.* 2:457-463. 1954.
13. FARMER, W.J.; AOCHI, Y. Picloram sorption by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38(3): 418-423. 1974.
14. FASSBENDER, H.W. La adsorción de fosfatos en suelos fuertemente ácidos y su evaluación usando la isoterma de Langmuir. *Fitotéc. Latinoam.* 3(1-2): 203-216. 1966.
15. GAMBLE, J.T.; CHU, R.A.H.; FISKELL, J.G.A. Soils and agriculture of Eastern Panama and Northwestern Colombia. *BioScience* 19(6): 529-531. 1969.
16. GEBHARDT, H.; COLEMAN, N.T. Anion adsorption by allophanic tropical soils. II. Sulfate adsorption. *Soil Sci. Soc. Am., Proc.* 38(2): 259-262. 1974.

17. GILLMAN, G.P.; UEHARA, G. Charge characteristics of soils with variable and permanent charge minerals. II. Experimental. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44(2): 252-256. 1980.
18. HARDY, F. Soils of the IAIAS area. Turrialba, Costa Rica, IICA, Informe poligrafiado, 1961. 76 p.
19. HARTER, R.D.; BAKER, D.E. Applications and misapplications of the Langmuir equation to soil adsorption. *Soil Sci. Am. J.* 41(6): 1077-1080. 1977.
20. _____; SMITH, G. Langmuir equation and alternate methods of studying "adsorption" reactions in soils. In Dowdy R.H. *et al.* Eds. *Chemistry in the soil environment*. Madison, USA, ASA Spec. Publ. no. 40, 1981. pp. 167-182.
21. HOLFORD, I.C.R. Soil adsorption phenomena and the Langmuir equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42(6): 986-987. 1978.
22. IGUE, K.; FUENTES, R. Cation exchange properties of volcanic soils. In Inter-American Institute of Agricultural Sciences. Nuclear Energy Program, Report 1970, Turrialba, Costa Rica, IICA, 1970. pp. 55-60.
23. JENNY, J. A simple kinetic theory of ionic exchange. *J. Phys. Chem.* 40:501-517. 1936.
24. KICKENS, L. Studies on the adsorption and desorption of Zn by soils. *Meded. Fac.Landbouwwet.Rijksuniv. (Gent.)* 40: 1481-1492. 1975.
25. KLINGE, H. Umtauschkapazität und Ionenbelag von Böden aus El Salvador. *Beitr. Trop. Subtrop. Landwirtschaft. Tropenveterinaermed* 2:141-159. 1965.
26. KOENIGS, F.F.R.; LEFFELAAR, P.A.; BREIMER, T.; VOLLENBROCK, F.A. The cation and anion exchange characteristics of soils with large sesquioxide surface area. *Z. Pflanzenernähr.Bodenk.* 143 (1): 87-100. 1980.
27. LEGARDA, L.; MORA, E.; BLASCO, M. Relaciones entre algunas características de los suelos y pisos altitudinales de Nariño, Colombia. *Turrialba* 23 (1): 97-103. 1973.
28. LEON, L.; CONSTENLA, M.; BORNEMISZA, E. Residuos, degradación y comportamiento de la ametrina en un Vertisol de Guanacaste, Costa Rica. *Turrialba* 28 (1): 3-7. 1978.
29. MARTINI, J.A. Allocation of cation exchange capacity to soil fractions in seven surface soils from Panama and the application of cation exchange factor as a weathering index. *Soil Sci.* 109 (5): 324-331. 1970.
30. MEHLICH, A. Charge properties in relation to sorption and desorption of selected cations and anions. In Dowdy, R.H., *et al.* Eds. *Chemistry in the soil environment*. Madison, USA, ASA Spec. Publ. no. 40, 1981. pp. 47-75.
31. METCALF, J.C.; LOTT, W.L.; TECTER, P.B.; QUINN, L.R. Experimental programs in Brasil. *IBEC Res. Inst. Bull.* no. 6, 1955. 56 p.
32. MORILLO, M. Evaluación de los recursos edafológicos de la cuenca baja del río Choluteca, Honduras. Tesis M.S. Turrialba, Costa Rica, IICA, 1967. 107 p.
33. PERALTA, F.; BORNEMISZA, E.; ALVARADO, A. Zinc sorption by Andepts

from Central Plateau of Costa Rica. *Commun. in Soil Sci. Plant. Anal.* 12 (7): 669-682. 1981.

34. POPENOE, H. Some soil cation relationships in an area of shifting cultivation in the humid tropics. Madison, USA, Internl. Congr. Soil Sci. 7th Transactions, 1960, 2: 303-311. 1961.
35. PRATT, P.F.; ALVAHYDO, R. Cation exchange characteristics of soils of Sao Paulo, Brazil. IRI Res. Inst. Rept. no. 31, 1966. 20 p.
36. RAMIREZ, E.; OELSLIGLE, D.D. Retención de sulfatos en suelos de Costa Rica. *Turrialba* 28 (2): 129-134. 1978.
37. RIMOLO, L.A. Efecto del encalado sobre la disponibilidad y adsorción de boro en seis suelos de Costa Rica. Tesis Lic. Quím. Univ. de Costa Rica, 1970. 44 p.
38. SCHOFIELD, R.K. A ratio law governing the equilibrium of cations in the soil solution. London, 11th Int. Congr. Pure Appl. Chem., Proc. 3: 257-261. 1947.
39. _____; TAYLOR, A.W. The measurement of soil pH. *Soil Sci. Am.*, Proc. 19: 164-167. 1955.
40. SCHUFFELEN, A.C. The cation exchange system of the soil. In Potassium in soil. Proc. 9th Colloquium Internl. Potash Inst. Landshut, Alemania, 1972. pp.75-88.
41. SCHWERTMAN, U. The selective cation adsorption of the clay fraction of some soils developed from sediments. *Z. Pflanzenernähr. Düng Bodenk.* 97: 9-25. 1962.
42. SHUKLA, V.C.; MITTAL, S.B. Characterization of zinc adsorption in some soils of India. *Soil Sci. Soc. A., J.* 43 (5): 905-908. 1979.
43. SHUMAN, L.M. The effect of soil properties on zinc adsorption by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39 (2): 454-458. 1975.
44. SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of soil science terms. *Soil Sci. Soc. Am.*, Proc. 29 (3): 330-331. 1965.
45. SOMBROEK, W.G. Amazon soils. A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon Region. Wageningen, Center for Agric. Publications and Documentation, 1966. 292 p.
46. SPOSITO, G. The Gapon and Vanselow selecting coefficients. *Soil Sci. Am. J.* 41 (6): 1205-1206. 1977.
47. _____. Derivation of the Langmuir equation for ion exchange reactions in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43 (1): 197-198. 1979.
48. _____. Derivation of the Freundlich equation for ion exchange reactions in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44 (3): 652-654. 1980.
49. _____. Cation exchange in soils: an historical and theoretical perspective. In Dowdy, R.H. et al. Eds. Chemistry of the soil environment. Madison, USA, ASA Spec. Publ. no. 40, 1981. pp. 13-30.
50. _____. On the use of the Langmuir equation in the interpretation of adsorption phenomena. II. The "two-surface" Langmuir equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46 (6): 1147-1152. 1982.

51. STOOP, W.A. Ion adsorption mechanisms in oxidic soils; implications for point zero charge determinations. *Geoderma* 23 (4): 303-314. 1980.
52. THOMAS, G.W. Historical developments in soil Chemistry: ion exchange. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41 (2): 230-238. 1977.
53. UEHARA, G.; GILLMAN, G.P. Charge characteristics of soils with variable and permanent charge minerals. I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44 (2): 250-252. 1980.
54. _____; KENG, J. Relaciones entre la mineralogía y el manejo de los suelos en la América Latina. In Bornemisza, E., y Alvarado, A., Eds. *Manejo de suelos en la América Tropical*. Raleigh, USA, North Carolina State Univ., 1975. pp. 357-370.
55. VAN RALJ, B.; PEECH, M. Electrochemical properties of some Oxisols and Alfisols of the Tropics. *Soils Sci. Soc. Am., Proc.* 36: 587-593. 1972.
56. VERTH, J.A.; SPOSITO, G. On the use of the Langmuir equation in the interpretation of "adsorption" phenomena. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41 (4): 697-702. 1977.
57. VIEIRA, L.S. Ocorrência e forma de fósforo em solos da Amazonia, Brasil. *Thèse M.S. Turrialba, Costa Rica, IICA*, 1966. 110 p.
58. VINE, H. Studies of cation exchange in some soils of Central Trinidad. *Trop. Agric. Trinidad* 51 (2): 211-216. 1974.
59. WANN, S.S.; UEHARA, G. Surface charge manipulation of constant surface potential soil colloids. I. Relation to surface phosphorus. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42 (4): 565-570. 1978.
60. WIKLANDER, L. Cation and anion exchange phenomena. In Bear, F.E. Ed. *Chemistry of the soil*, 2 ed. New York, Reinhold Publ. 1964. pp. 163-205.

CAPITULO 5

REACCION DEL SUELO

La reacción del suelo es el concepto que se refiere a las relaciones de acidez y basicidad del mismo; se trata de una propiedad que influye tanto en sus características químicas como físicas, además de tener considerable impacto sobre la vida microbiana de este medio.

Entre los procesos de gran importancia regulados por la reacción del suelo se pueden indicar: la meteorización de minerales y la formación de arcillas, la descomposición de la materia orgánica y la disponibilidad mayor o menor de muchos nutrimentos. El exceso de nutrimentos puede llevar a fenómenos de toxicidad en las plantas; las condiciones para que ocurran tales excesos pueden ser causadas por reacciones fuertemente ácidas de suelos.

Los conceptos básicos sobre la acidez del suelo han sufrido varios cambios en el tiempo, situación que llevó a Jenny —en un trabajo en el que resume los cambios— a compararlos con un carrusel dando vueltas (24). La acidez del suelo depende del contenido de hidrógeno ionizable, del Al en diferentes formas disociables y, en grado menor, de los iones de manganeso y hierro, todos en equilibrio con la solución del suelo donde ocurren variadas reacciones de hidrólisis.

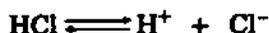
NATURALEZA QUIMICA DE LA REACCION DEL SUELO

Concepto sobre ácido-base

Las ideas sobre ácido-base se acostumbra estudiarlas teniendo en cuenta tres conceptos fundamentales referentes a qué es un ácido y qué una base; los acápite que siguen se refieren a éstos.

El más antiguo de ellos es el concepto de Arrhenius, desarrollado hace aproximadamente un siglo. Según este científico sueco, un ácido es un compuesto que contiene un hidrógeno ionizable que en soluciones forma el ión hidrógeno (H^+). Similarmente se consideraba como bases a los compuestos capaces de producir hidróxilos (OH^-) en soluciones. De estas definiciones la más aceptada hoy en día es la que se re-

fiere al concepto de ácidos, ya que se sabe que existen compuestos como el amoníaco (NH_3) y muchas sustancias orgánicas que sin formar hidróxilos poseen propiedades de bases. Una reacción típica que ilustra este concepto es la disociación del ácido clorhídrico, produciendo el ión hidrógeno:

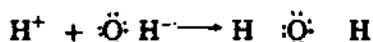


Un concepto más moderno ha sido propuesto por Bronsted y Lowry hace unos sesenta años. Ellos definen el ácido como un compuesto capaz de ceder un protón (H^+); en forma complementaria, una sustancia capaz de aceptar un protón, es una base. De acuerdo con esta teoría, para la disolución del HCl en agua se debe escribir:



donde al H_3O^+ formado se le llama ión hidronio, ya que el protón no es estable en soluciones acuosas y se asocia con una o varias moléculas de agua. Con base en la teoría propuesta, y como el agua acepta el protón, ésta se ajusta a la definición de una base. La reacción no es reversible, ya que el agua es un fuerte "recibidor" de protones, pero no los dona con facilidad.

Una tercera teoría —desarrollada por Lewis, también hace unos sesenta años— considera como ácidos a los compuestos capaces de aceptar un par de electrones; por bases entiende a aquéllos que los pueden ceder. Un ejemplo es la reacción:



Se observa que el ión hidrógeno aceptó un par de electrones —por esto es un ácido—, mientras que el OH^- cedió el par de electrones; por esto es considerado como una base. Más adelante se verá que al estudiar los conceptos modernos de acidez de suelos, se tendrá que considerar una u otra de las teorías antes expuestas, para explicar los diferentes casos.

Fuentes de acidez en suelos

La acidez del suelo está determinada por la composición del mismo y por las reacciones de intercambio de iones y de hidrólisis que presentan los componentes inorgánicos y orgánicos existentes. Se discutirán ahora los grupos de componentes responsables de la acidez del suelo; para ello se seguirá el enfoque de Thomas y Hargrove (48).

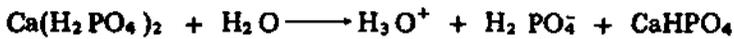
Los componentes inorgánicos que deben ser considerados aquí, son: los minerales de arcilla cristalinos, los óxidos e hidróxidos, el alofán y otros compuestos amorfos, y los ácidos solubles en suelos.

La importancia de los minerales de arcilla en cuanto determinantes de la acidez de los suelos fue descubierta por Mehlich (31), quien encontró que, a un pH dado, el porcentaje de saturación de bases variaba con los tipos de suelos y que esto dependía de los minerales de arcilla presentes. La carga permanente de arcillas laminares es la fuente

principal de la capacidad de intercambio catiónico y, por lo tanto, de su acidez, ya que se sabe que los grupos SiOH son ácidos tan débiles que, en el ámbito de un pH común en suelos, no producen cantidades de H^+ apreciables (18). Aproximadamente todos los suelos tienen óxidos de Al o Fe(III). Estos con frecuencia cubren las arcillas y son adsorbidos sobre ellas, debido a su carga neta positiva, reduciendo su capacidad de cambio.

Los alofanos son fuentes de capacidad de cambio de los suelos de cenizas volcánicas recientes, pero también contribuyen al complejo de cambio de muchos otros suelos. Estos alofanos tienen una alta capacidad de cambio, la que depende de su carga variable. Son minerales de gran importancia en suelos de la Cadena de los Andes, a lo largo de América. El comportamiento tampón de los suelos volcánicos depende del alofán, lo que es explicado por Birrell (5).

Los ácidos solubles en suelos también pueden influir su acidez, aunque su efecto es comúnmente de corta duración. La nitrificación de los abonos de N añadidos al suelo da por resultado la formación de ácido nítrico, lo que puede reducir el pH a valores menores que cuatro y contribuir a generar pérdidas apreciables de Ca y Mg; estas pérdidas pueden ser particularmente graves para las prácticas de laboreo mínimo (6). La aplicación en los suelos, de superfosfato triple —que es fosfato monocálcico—, especialmente en bandas, conduce a la formación de ácido fosfórico libre, según la reacción:



Esta reacción causa una acidificación fuerte en los alrededores del sitio donde se pone el abono, y aunque su efecto sólo dura algunas semanas, en ese tiempo puede disolver el Al, Fe y Mn de los minerales del suelo.

La oxidación de la pirita en suelos de costas marinas drenadas, o en residuos de minas, lleva a la formación de ácido sulfúrico, dando lugar a una acidez muy fuerte en ellos.

Las lluvias ácidas, provenientes de regiones industriales, pueden tener un apreciable efecto de acidificación sobre suelos que tienen bajo contenido de materia orgánica y una reducida capacidad de cambio.

La materia orgánica del suelo, descrita en el Capítulo Segundo, contiene cantidades significativas de grupos carboxílicos y fenólicos que participan en reacciones de intercambio catiónico. Se ha calculado que en suelos, la capacidad de cambio catiónico de la materia orgánica (25) es de 60 a 280 cmol (+)kg⁻¹. Parte de esta capacidad de cambio está ocupada por el Al que forma uniones bien estables, lo que resulta que en muchos suelos ácidos, con altos contenidos de Al, la materia orgánica contribuya poco a la capacidad de cambio y también que actúe como ácido más débil, sobre todo cuando el contenido de ese elemento es muy alto.

Relación entre porcentaje de saturación de bases y pH

La suma de las bases cambiables (Ca, Mg, K y Na) expresada como porcentaje de la capacidad total de intercambio catiónico, se conoce

como el porcentaje de saturación; el tanto por ciento de acidez cambiante (Al y H) correspondería al complemento del anterior hasta el 100%. En suelos de coloides similares existe una correlación entre pH y porcentaje de saturación de las bases, como se observa en la Figura 5.1. Esta correlación directa no existe cuando se consideran suelos con una mineralogía de arcilla diferente.

Capacidad tampón de los suelos

La capacidad tampón se define como la aptitud de los suelos para resistir cambios de pH cuando se agregan ácidos o bases a una solución.

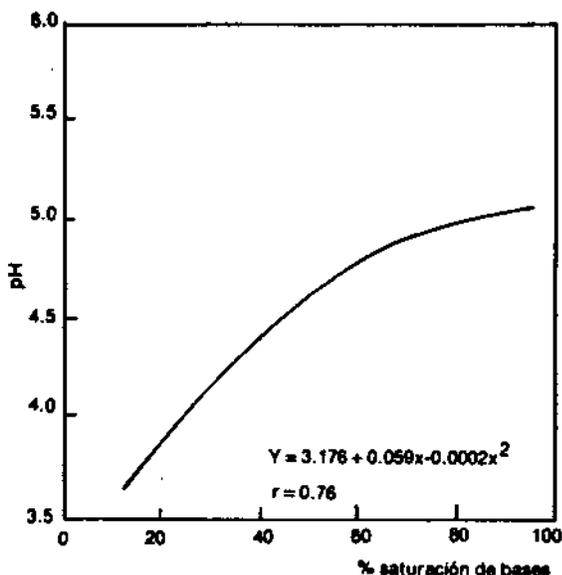


Fig. 5.1. Relación entre el pH y el porcentaje de saturación de bases en algunos suelos de Puerto Rico (1).

Las soluciones tampones contienen sustancias que reaccionan tanto con ácidos como con bases, manteniendo relativamente constante la concentración de iones H^+ .

Tanto los coloides inorgánicos en los suelos como las arcillas, y la fracción húmica de ellos, tienen efecto tampón. En esto, también son importantes los carbonatos en los suelos que los contienen; estos últimos suelen caracterizarse por presentar un pH entre 7.2 y 8.2, como consecuencia del CO_2 en la atmósfera del suelo. Las curvas de titulación típicas de los suelos muestran una ascensión lenta con el aumento de la base o cal agregada, debido a la capacidad tampón. Una ilustración de esto se presenta en la Figura 5.2, la que muestra la neutralización de un Dystrandept de Costa Rica.

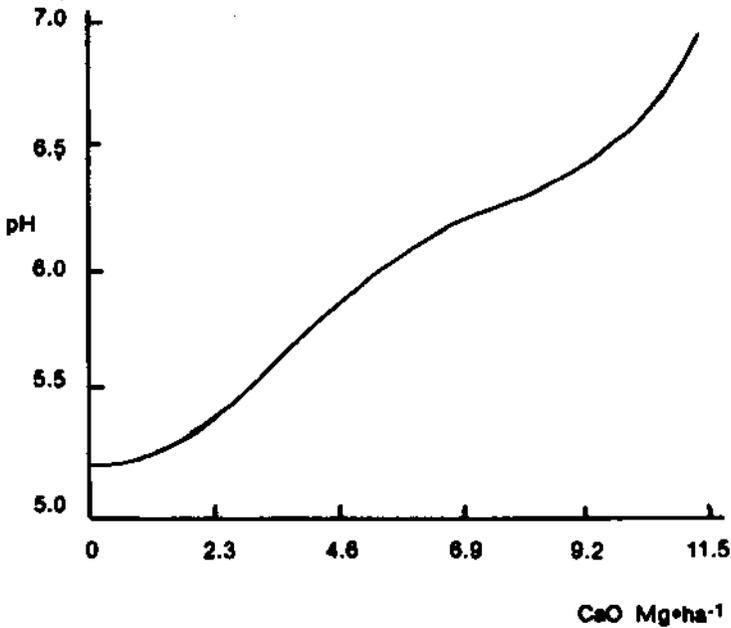


Fig. 5.2. Curva de neutralización de un Dystrandept de Costa Rica.

Los suelos con cargas variables cuya capacidad de cambio se debe a cargas, ya sea en la materia orgánica, o en óxidos, o en silicatos amorfos, o en la superficie de silicatos cristalinos, son fuertemente tampones. Así en la materia orgánica en suelos de regiones templadas, se ha observado una capacidad tampón entre pH 3 y 8 (21); para los óxidos y el alofán se ha comprobado un ámbito tampón entre pH 5.5 y 8. De tal manera que los suelos con valores altos en materia orgánica, sesquióxidos y alofán tienen un poder tampón fuerte. La acción tampón de estos componentes de suelos es rápida y reversible; al revés, la acción tampón es lenta; y básicamente irreversible, debido a los silicatos, óxidos e hidróxidos en suelos, según lo exponen Scheffer y Schachtschabel (41).

Causas de la acidificación progresiva de los suelos

La acidificación progresiva que se presenta de manera especial en los suelos de áreas tropicales húmedas, particularmente cuando se practica una agricultura intensiva, se debe al reemplazo paulatino de las bases cambiables (Ca, Mg, K y Na) por iones H y Al. Este reemplazo resulta de la percolación de agua, de la extracción de los cationes cambiables y del uso de abonos de carácter ácido. Un ejemplo característico de este fenómeno es presentado por Malavolta (29) cuando se refiere a una *terra roxa* cultivada con café. Como lo ilustra claramente la Figura 5.3, en un período de 22 años y en las condiciones de la zona cafetalera de Brasil, se pierde una fracción apreciable de los cationes principales, lo que conduce a suelos fuertemente ácidos.

Las cantidades de bases en las ha^{-1} extraídas por las plantas del suelo varían entre 50 y 100 para CaO , entre 40 y 80 para MgO , entre 100 y 150 para K_2O , y entre 10 y 30 para Na_2O ; esto es válido para la mayoría de los cultivos. Las cantidades absorbidas por las legumino-

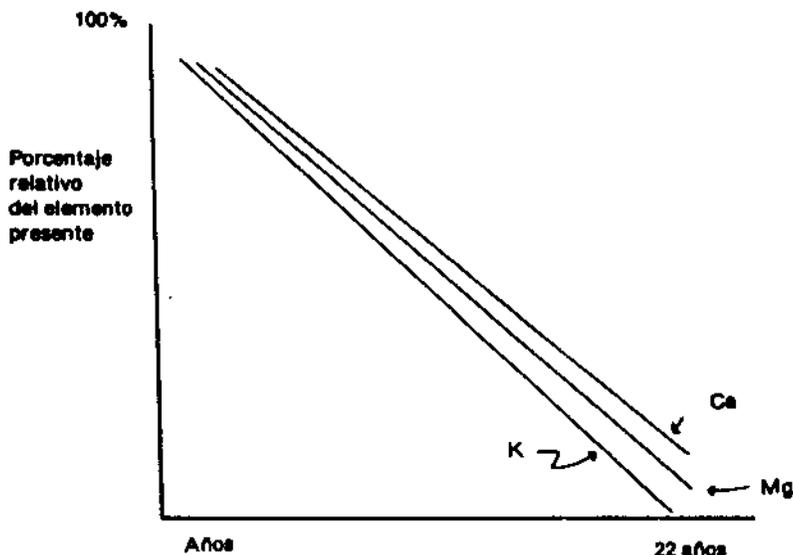
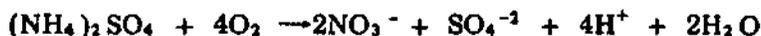


Fig. 5.3. Pérdidas de Ca, Mg y K de una *terra roxa* cultivada con café. (Según Malavolta (29)).

sas son, en general, mayores que para las otras dicotiledóneas. Estas bases extraídas son reemplazadas en el complejo de cambio, por el Al y el H. Los residuos de cosechas que se quedan en el campo, el abonamiento y el encalado pueden reemplazar estas pérdidas. Sin embargo, muchas veces se produce un balance negativo que lleva a una acidificación paulatina del suelo. Cuando los abonos se aplican en bandas, la acidificación puede afectar aquella parte del suelo conocida como **banda de fertilizantes**, en cuyo caso su efecto es menos perjudicial, aunque resulte un pH muy bajo en el suelo de esta zona.

Como resultado del abonamiento pueden producirse en el suelo ácidos fuertes, como los ácidos nítrico y sulfúrico, los que pueden formarse cuando se usa el sulfato de amonio; éste último se nitrifica según la reacción:



En esta reacción se da tanta acidez, que para su neutralización se requieren 5.36 kg de $CaCO_3$ por cada kilogramo de N aplicado.

Otros fertilizantes con reacción ácida son los superfosfatos: el

nitrate de amonio y los fosfatos monoamónico y diamónico; la nitrificación del amonio en este último produce la reacción:



En esta reacción, la acidificación requiere 3.57 kg de CaCO_3 por kilogramo de N aplicado.

Un ejemplo ilustrativo de la acidificación progresiva de un suelo africano, fue presentado por Fauck, Moreaux y Thomann, quienes observaron que en el transcurso de 15 años continuos de cultivo de maní, el pH descendió de 6.4 a 6.2 después de dos años, a 5.9 a los seis años, y a 5.0 a los 15 años (13).

MEDICION DE LA REACCION DEL SUELO

Conceptos generales

La reacción del suelo se evalúa midiendo su pH, es decir, el logaritmo negativo de la actividad de iones de H^+ en la solución o suspensión. O sea:

$$\text{pH} = -\log a_{\text{H}^+}, \text{ donde } a_{\text{H}^+} = \text{actividad de iones de } \text{H}^+.$$

Es importante recordar que la disociación del agua pura en H^+ y OH^- resulta en una reacción de disociación que en equilibrio se puede representar por:

$$\text{pK} = \frac{(\text{H}^+) (\text{OH}^-)}{\text{H}_2 \text{O}} = 10^{-13.96} \text{ (o aproximadamente } 10^{-14} \text{)}.$$

Por lo tanto, cuando existen condiciones neutras se verifica la relación: $(\text{H}^+) = (\text{OH}^-) = 10^{-7}$. En este momento, $-\log 7$ es igual a pH 7.

La expresión de la actividad iónica del H^+ , en forma de pH, es de uso universal. Este valor expresa la acidez activa del suelo, es decir, la cantidad de acidez (H^+ ó Al^{+3}) que se encuentra en la suspensión en equilibrio con el suelo. Esta es solamente una pequeña parte de la acidez total o acidez potencial del suelo, la que incluye a todos los Al y H cambiables; este último valor se acostumbra determinar por titulaciones.

Métodos de medición

La reacción del suelo, o su acidez activa, se puede medir por métodos colorimétricos y potenciométricos. Los métodos colorimétricos son cada día menos usados, por ser de menor precisión y por involucrar más trabajo. Sin embargo cuando no se dispone de un potenciómetro, estos métodos permiten una información aproximada sobre el pH de los suelos, a un costo muy reducido; ello se logra comparando los colores que se desarrollan con indicadores adecuados, agregados a los suelos y a las soluciones tampones de pH conocido.

Los métodos potenciométricos se basan en la comparación del potencial eléctrico producido por los iones H^+ en la solución —los que

son detectados por un electrodo de hidrógeno—, con el potencial constante que produce un electrodo patrón, en general un electrodo calomelano. Algunos aparatos modernos combinan los dos electrodos en un electrodo doble que reúne en su construcción las dos funciones a detectar y comparar.

Para la medición del pH del suelo se usan, principalmente, tres enfoques:

- a. **Medición del pH en agua.** Para esta determinación se utilizan proporciones suelo seco: agua, 1:1 ó 1:2.5; en análisis de rutina, el suelo se mide, frecuentemente, en mililitros. En general, este método produce valores poco alterados, ya que se sabe que al cambiar la proporción de 1:2.5 por la de 1:5 se obtienen valores menores de pH en algunos décimos. Para hacer esta determinación, la que para su confiabilidad requiere que los suelos no hayan sido abonados recientemente, se deja el suelo en equilibrio con el agua por un período determinado (alrededor de treinta minutos), y luego se mide el pH.
- b. **Medición del pH en una suspensión de KCl normal.** Para esta determinación se usa una proporción suelo: KCl = 1:2.5. Esta medición es independiente del efecto de los abonos, y comúnmente da valores más ácidos de pH, excepto para algunos Oxisoles.
- c. **Medición de pH en una suspensión de CaCl₂ 0.01 M.** Esta forma de determinación ha adquirido mucha popularidad en los últimos años, especialmente en Europa. Se considera que este enfoque representa mejor las condiciones de la solución del suelo. Esta medición tampoco es afectada por la acción de sales en los suelos, es decir, por el abonamiento.

Los valores de pH en CaCl₂ 0.01 M son menores en alrededor de 0.4 a 0.6 unidades con respecto de los que se obtienen en agua. En la Figura 5.4 se muestra la estrecha correlación ($r = 0.918^{xx}$) que existe entre los valores de pH en agua y en CaCl₂, según datos obtenidos en Turrialba, Costa Rica.

Una ventaja de los métodos de medición en soluciones salinas es que son poco o no afectados por el efecto de suspensión; una medición que se realiza cuando los electrodos se encuentran en el líquido supernatante da por resultado un pH que es unos cuantos décimos de unidad superior que cuando se encuentran en la suspensión del suelo.

En relación al pH en CaCl₂, y con el fin de obtener un valor muy poco dependiente de la concentración de sales del suelo, Schofield y Taylor (42) propusieron el potencial de cal definido de la siguiente manera:

$$\text{Potencial de cal} = \text{pH} - 0.5p\text{Ca} = \text{constante.}$$

Se cree que este valor caracteriza la composición del complejo de cambio, en lo que se refiere a su concentración de H⁺ y Ca⁺².

El valor pH - 0.33 pAl

El potencial aluminico (pH - 0.33 pAl) se puede considerar como la expresión del producto de solubilidad de la gibbsita o como el potencial químico que indica la relación de las actividades iónicas $a_{H^+} \sqrt[3]{a_{Al}}$ intermicelar con un cambiador cubierto con iones H_3O^+ y $Al(OH_2)_6^{+3}$.

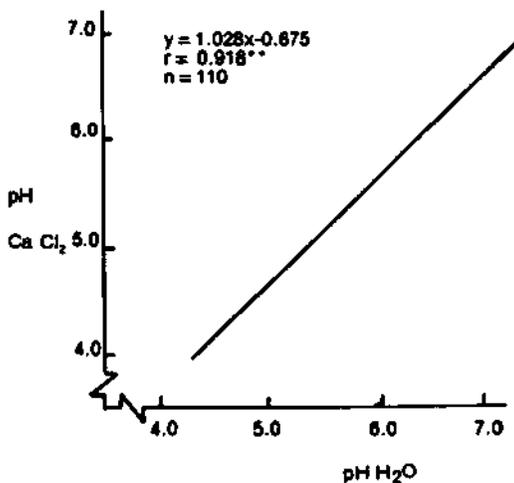


Fig. 5.4. Relación entre el pH medido en agua y en cloruro de calcio. (Evaluación de datos obtenidos en el IICA-CTEI, en Turrialba, Costa Rica).

Factores que afectan la medición del pH

Se consideran aquí los siguientes cinco factores:

- a. **Efectos de dilución.** Se sabe que al aumentar la relación suelo:agua o solución, se eleva el pH. Esto se explica por el incremento de la concentración de iones divalentes en la capa adyacente al complejo de cambio, como ya se vio con más detalle en el capítulo anterior. El Cuadro 5.1 presenta datos que ilustran este efecto.
- b. **Efecto de las sales solubles.** Este fenómeno ya se mencionó al examinar las diferentes técnicas para medir el pH. Es conocido el hecho de que mediciones del pH en KCl normal dan por resultado valores que a veces son inferiores hasta por una unidad de pH; y esto debido al intercambio de H y Al que realiza el K de la solución.
- c. **Efecto del CO₂.** Se ha observado que al aumentar la presión del CO₂, disminuye el pH de la suspensión del suelo; esta se explica por la disolución del CO₂ y por el hecho de formar iones H⁺ y HCO₃⁻ en la solución del suelo. El mismo Cuadro 5.1 ilustra el efecto del CO₂. En los suelos calcáreos el contenido potencial de CO₂ es alto,

Cuadro 5.1. Efecto de dilución e influencia del CO₂ en la medición del pH. (Adaptado de Russell (39)).

Volumen de agua por 100 g de suelo	pH de la suspensión		
	Suelo 1	Suelo 2	Suelo 3
10 ml	7.45	9.10	7.95
25 ml	7.60	9.40	8.00
100 ml	7.70	9.85	8.20
1 000 ml	8.15	9.90	9.20

Presión de CO ₂ en atmósferas	pH de la suspensión		
	Suelo 1	Suelo 2	Suelo 3
0.0004	7.01	7.42	8.09
0.001	6.42	7.20	6.70
0.05	6.53	6.70	6.98

hecho que es necesario tener en cuenta en la medición de su pH.

- d. **Variaciones estacionales o anuales.** En mediciones realizadas en el campo, se han observado variaciones estacionales del pH. Las posibles explicaciones de este fenómeno se encuentran en los cambios en el régimen de lluvias, así como en las variaciones en la salinidad de la solución del suelo, y en las modificaciones en la actividad biológica de éste. El efecto de estos factores se traduce en un pH reducido en épocas secas, y en uno mayor en períodos lluviosos; este aumento del pH en estaciones de lluvia se debe al efecto de dilución.
- e. **Variaciones locales.** Las variaciones de pH en áreas limitadas del suelo se deben, principalmente, a los efectos de reacciones químicas específicas (como las que se dan en las bandas de abono), y a la actividad biológica (como la que existe en las áreas que rodean las raíces, donde, al contrario de las creencias populares y de los resultados obtenidos en soluciones nutritivas, el pH aumenta según lo explican Nye y Tinker (34)). Entre los abonos que afectan fuertemente el pH del suelo a su alrededor se pueden mencionar los diferentes fosfatos, los que ejercen efectos variables según sea el catión acompañante; esto se ilustra en el Cuadro 5.2.

Reacción de los suelos tropicales y especialmente en América Latina

Muchos de los suelos de los trópicos húmedos son ácidos e incluso fuertemente ácidos, como lo afirma Kamprath (27). En la Figura 5.5 se presenta la distribución de la acidez en 259 suelos que fueron estudiados en Turrialba, Costa Rica. Como se ve, un 45% de dichos suelos se halla en un ámbito ligeramente ácido, de pH 5 a 6; el grupo siguiente, de pH 4 a 5, incluye aproximadamente el 30% de las muestras. Considerando ambos datos se concluye que el ámbito de 4 a 6 comprende a

Cuadro 5.2. Valores del pH de las soluciones saturadas en el área de disolución de algunos fertilizantes fosfatados.

Substancia	Fórmula	pH de la solución
Fosfato monocálcico	$\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	1.48
Fosfato monoamónico	$\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$	3.47
Fosfato monopotásico	KH_2PO_4	3.99
Superfosfato amonificado	—————	6.25
Fosfato diamónico	$(\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4$	7.98
Fosfato dipotásico	K_2HPO_4	10.10

unas tres cuartas partes de las muestras. También se observa que en Centroamérica predominan los suelos ligeramente ácidos, lo que no ocurre en regiones con suelos más antiguos como Brasil.

Estos valores de acidez moderada son típicos de suelos relativamente recientes, como muchos Entisoles e Inceptisoles; estos últimos son comunes en Centroamérica, de donde proceden las muestras de la Figura 5.5.

Los Ultisoles y Oxisoles son, en general, más ácidos; y la relación entre esta acidez y su saturación de Al se muestra en la Figura 5.6 según Abruña, *et al.* (1, 2).

El catión intercambiable principal de estos suelos es el Al, aunque con frecuencia el Mn también alcanza valores altos. Se sabe que la producción de aproximadamente todos los cultivos se reduce fuertemente cuando la saturación de Al en el complejo de cambio es superior al 60% (28).

Existe una relación entre la concentración de Al en la solución del suelo y el porcentaje de saturación de este elemento en el mismo suelo. Datos que ilustran este hecho fueron publicados por González-Erico, *et al.* (19); en ellos se muestra el fuerte aumento del Al en la solución cuando las saturaciones en el suelo son superiores a un 40%, lo que explica su efecto tóxico. En la Figura 5.6 esto corresponde a un pH de aproximadamente 4.4; en la práctica, comúnmente, este valor indica serios problemas en la producción de muchos cultivos.

Es importante recordar que, como lo indica Kamprath (28), cuando se aumenta el nivel de abonamiento, se puede inducir mayores niveles de Al en la solución del suelo, debido a la acidificación del mismo; así lo muestra la Figura 5.7.

INFLUENCIAS DE LA REACCION SOBRE LAS CARACTERISTICAS DEL SUELO

Influencia del H^+

El influjo del H^+ en los suelos es muy difícil de estudiar debido a que su efecto es fácil de confundir con otros efectos que, presentándose

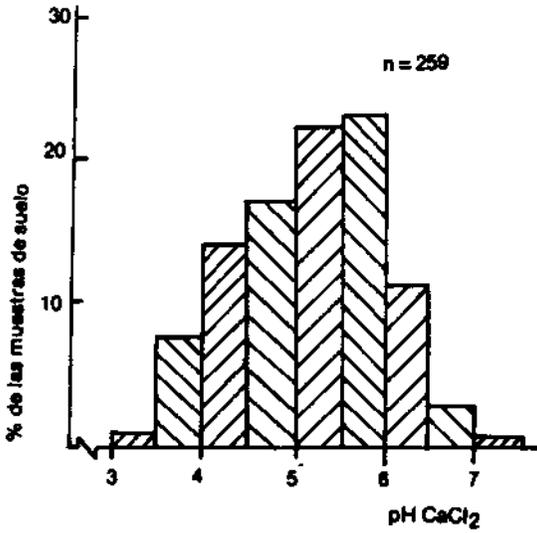


Fig. 5.5. Distribución de algunos suelos en América Central, en función de su pH en CaCl₂. (Datos obtenidos en el IICA-CTEI, en Turrialba, Costa Rica, y evaluados por Fassbender).

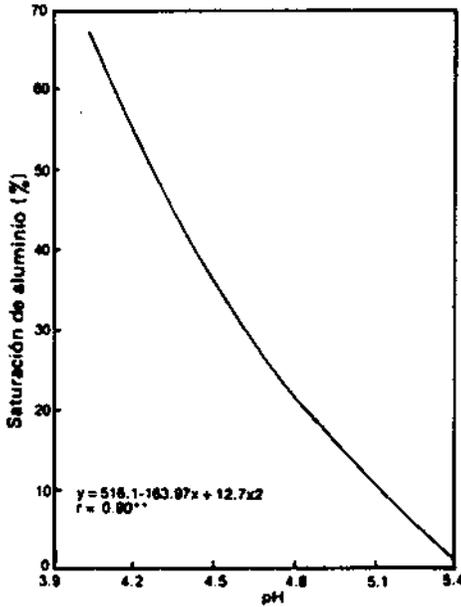


Fig. 5.6. Relación entre pH y saturación de Al para varios Oxisoles y Ultisoles de Puerto Rico (Abruña, *et al.* (1)).

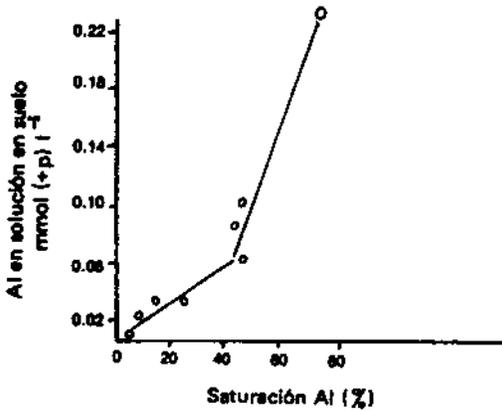


Fig. 5.7. Relación entre la saturación de Al del complejo de cambio y la concentración de este elemento en la solución del suelo (19).

con pH bajos, son generados por otros elementos. Como resultado de estas consideraciones se recurrió a estudios de soluciones nutritivas en las que se observaron efectos dañinos con pH menores de cuatro. De acuerdo con Foy (16), una parte de estos problemas se debe al efecto de altas concentraciones de H^+ sobre la permeabilidad de las membranas de las raíces. Se ha constatado que niveles muy bajos de pH reducen la absorción de Ca, Mg, Mn, Zn y Cu. Estas reducciones en conjunto con una disminución en el crecimiento de las raíces y de los pelos radiculares, generalmente conducen a la disminución de las cosechas.

La tolerancia ante altos niveles de H^+ en solución varía fuertemente con las especies e incluso con los genotipos de las plantas. Islam, *et al.* (22) mostraron que en soluciones nutritivas con pH entre 3.3 y 8.5, las seis especies en estudio (frijoles, jengibre, maíz, tomates, trigo y yuca) crecieron óptimamente entre pH 5.5 y 6.5; el valor mínimo (pH 3.3) perjudicó a todas las especies, pero con un pH 4 las raíces de yuca y maíz se mantuvieron sanas, mientras que las raíces de frijoles y del genotipo de trigo usado fueron dañadas. Los investigadores citados, también observaron que con niveles bajos de pH, la absorción de Mg era reducida en todas las especies.

En los últimos años se ha comprobado que no sólo existe un efecto negativo sobre el desarrollo de los rizobios, sino también que entre especies de éstos y de plantas hospederas (33) hay una apreciable variabilidad en su tolerancia al H^+ .

El pH es también un factor importante en la determinación de las especies, el número y las actividades de los microorganismos en los suelos. Estos, a su vez, regulan en alto grado la mineralización de la materia orgánica en los suelos y, de ese modo, la disponibilidad de N, S, P y de oligoelementos. Con pH inferiores a 5.5, la actividad de las bacterias y actinomicetales disminuye, aunque ahora se sabe que en algunos suelos existen especies nutricantes que son tolerantes ante pH bajos (23). En ámbitos de acidez alta, los hongos —más tolerantes a estas condiciones y con pocos competidores— son los principales responsables de la descomposición de la materia orgánica.

Efectos del aluminio

El factor más perjudicial para las plantas en suelos fuertemente ácidos es la toxicidad del Al, particularmente cuando el pH es inferior de 5.0.

Según lo indica Alexander (3), la toxicidad del Al también limita la degradación microbiana de la materia orgánica. El pH en el cual los niveles de Al alcanzan valores perjudiciales depende tanto de la planta como de una serie de factores del suelo, como la mineralogía de arcillas, el contenido de materia orgánica, la presencia de otros cationes y aniones y la salinidad total del suelo. En este caso, la proporción de Al^{+3} en el complejo de cambio y en la solución del suelo, llega a concentraciones que producen síntomas característicos, de acuerdo con las especies vegetales. Estos síntomas se parecen, con frecuencia, a los que se dan por deficiencias de P o Ca. Se sabe que las plantas jóvenes son particularmente sensitivas a la acidez.

Tergas y Sánchez (47) indican que en los suelos de los trópicos de América es común la alta saturación de Al y la toxicidad resultante. Como consecuencia de esto y unido a los bajos niveles de cationes y de nitrógeno, los suelos tropicales de Latinoamérica —los cuales, según los autores mencionados, incluyen 58% de Oxisoles y Ultisoles— presentan problemas predominantemente químicos, mientras que sus propiedades físicas, en general, son satisfactorias. En estos suelos, la saturación de Al en el complejo de cambio es mayor de 60%, lo cual, según Kamprath (28), generalmente contribuye a una fuerte reducción de la producción. Ejemplos de esto último se observan en el Cuadro 5.3 donde se nota que cuando la saturación de Al es superior al 46% siempre se obtienen rendimientos relativamente menores de 50%, lo que comprueba el efecto perjudicial de este elemento.

Efectos del manganeso

Los daños causados por un exceso de Mn siguen en importancia a los efectos perjudiciales de la toxicidad del Al en las plantas. La solubilidad de este elemento (Mn) y su eventual toxicidad dependen de varias propiedades del suelo, tales como: contenido de Mn total, pH, nivel de materia orgánica, actividad microbiana, y grado de aireación (15, 16). En general, la toxicidad se presenta en suelos con altos contenidos de Mn, también en aquellos con niveles de pH inferiores que 5.5, y en el caso de las plantas sensitivas a este problema. Si las condiciones en un suelo son muy reductoras, el efecto negativo puede presentarse aun con niveles de pH superiores. Las plantas muestran síntomas bastante característicos para las especies individuales. Estos síntomas que suelen aparecer aun antes de que haya una reducción apreciable en el crecimiento, pueden disminuir la producción de frutas. Souto y Döbereiner (45) informaron que un exceso de Mn en el suelo hizo mermar apreciablemente la nodulación de leguminosas tropicales. Los niveles críticos de su presencia se encuentran entre 100 y más de 6 000 $mg.kg^{-1}$; esto último según Foy (16).

Se sabe que en algunas plantas los excesos de Mn producen sínto-

Cuadro 5.3. Efecto de la saturación de Al sobre el crecimiento relativo de diferentes cultivos.

Cultivo	Suelo	Saturación de Al (%)	Crecimiento relativo	Bibliografía referencial
Maíz	Ultisol	65	20 %	1
Frijol	Ultisol	50	45 %	1
Maíz	Oxisol	72	48 %	19
Maíz	—	46	49 %	26

mas similares a los que genera la deficiencia de Fe; cuando este es el caso, la situación puede ser corregida añadiendo este último elemento. Se conoce también que al aumentar los niveles de P, Si y Ca, generalmente se reducen los problemas de toxicidad del Mn.

Otros cationes

Comúnmente, la acidez del suelo indica la existencia de niveles bajos de los cationes principales: Ca, Mg y K. Los altos niveles de Al influyen negativamente sobre la adsorción de otros cationes, pero altos niveles de Ca pueden reducir los efectos dañinos del Al.

La disponibilidad de oligoelementos con diferentes pH se analiza en el Capítulo Décimosegundo.

Adsorción de aniones

Se ha detectado gran paralelismo entre la tolerancia ante bajos niveles de P y altos de Al, como en el caso del cacao (17), variedades de maíz (14) y los Oxisoles de Brasil (39), aunque haya mucha variación de planta a planta. En general, la precipitación de fosfatos insolubles de Fe y Al en los suelos, es más alta con condiciones ácidas. La adsorción de sulfatos, boratos y fosfatos se eleva exponencialmente al disminuir el pH.

Estabilidad de agregados y estructura del suelo

La influencia del pH sobre estas propiedades físicas del suelo es indirecta, ya que se ejerce a través de la cubierta iónica del complejo de intercambio. Al predominar el Ca en la cubierta del complejo de cambio, se ha observado que ocurre una floculación adecuada; hay una buena formación de agregados como resultado de una intensa actividad biológica.

ENCALADO DE LOS SUELOS

Consideraciones generales del encalado

El primer criterio para el encalado ha sido el pH del suelo. Sin embargo, al encalar de la misma manera muchos suelos diferentes, pero con pH similares, se determinó que esta información sola no era suficiente. Se sabe que suelos con diferentes capacidades de cambio catiónico pueden tener pH idénticos cuando su grado de saturación con

cationes es distinto y, por consecuencia, sus propiedades referentes a acidez también lo son.

Se ha visto que la capacidad de cambio efectivo (CICE), la que según Coleman y colaboradores (9, 10) se obtiene sumando los cationes cambiables más la acidez extraíble con una sal no tamponeada, es una información muy valiosa que permite tomar decisiones sobre manejo de suelos (9, 10).

Se ha recomendado y usado el porcentaje de Al en la CICE como criterio para encalar suelos minerales (9). Se sabe que suelos con baja saturación de Al tienen poco Al en la solución del suelo y que, por lo tanto, no requieren encalado, aunque esta propiedad necesite ser evaluada considerando las plantas presentes.

Determinación de la necesidad del encalado.

El hecho de que la acidez del suelo sea perjudicial para la producción agrícola ha sido reconocido desde hace mucho tiempo y son varios los enfoques que se han desarrollado para su medición; aquí se consideran los siguientes:

- Neutralización del suelo con base fuerte, o su equilibrio con cal.
- Extracción de la acidez con soluciones tampones y valoración de ella.
- Equilibrio del suelo con una solución tampón y estimación de la acidez por el cambio del pH de esta solución.
- Extracción de la acidez con sales neutras que no son tampones, como el KCl.

Un buen ejemplo del primer enfoque, adaptado para suelos tropicales, se encuentra en el método de Abruña-Rodríguez y Vicente-Chandler (2).

Un procedimiento de lavado con solución tampón es el que se basa en el uso de una solución de $BaCl_2$ con trietanolamina, según lo recomiendan Coleman y colaboradores (9).

El tercer método permite determinar la acidez extraíble, restando las bases cambiables de la capacidad de intercambio de cationes, usando procedimientos como el de Pratt y Blair (37).

El cuarto enfoque trata de estimar la acidez del suelo mediante el equilibrio del mismo con soluciones de alto poder tampón, como lo que propusieron Shoemaker y sus colaboradores (43). El método ha tenido una amplia aceptación en suelos de carga permanente en las regiones templadas.

Para el quinto método, el procedimiento más recomendado es el de Kamprath (26). Este modo evita caer en el error de encalar con un pH determinado, procedimiento que, aunque frecuentemente es útil para suelos de regiones templadas, puede ser perjudicial para Ultisoles y Oxisoles, como lo han demostrado Farina y colaboradores (11).

Todos estos métodos pueden tornarse imprecisos debido a la escasez de información sobre la química de muchos suelos del trópico.

Materiales para encalar

Se definen como materiales para encalado agrícola aquellas sustancias cuyos compuestos de Ca y Mg son capaces de neutralizar la acidez de los suelos (4). Se incluyen aquí la cal viva (CaO), la cal muerta o cal hidratada ($\text{Ca}(\text{OH})_2$), la caliza molida, la dolomita molida, las margas, las conchas y los residuos industriales, como las escorias de diferentes tipos y las espumas azucareras.

El material más usado para encalar es la caliza. Esta puede acercarse en su composición a la calcita (CaCO_3), o a la dolomita ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$), o puede consistir en una combinación entre las dos formas límites.

Como resultado de las reacciones entre estos materiales y el suelo, aumentarán los niveles de Ca y Mg disponibles para las plantas y disminuirán los niveles de Al, Fe y Mn. Se estima que, en general, la cal deberá reaccionar en forma completa con el suelo, en unos dos o tres años.

a. **La caliza.** En su forma calcítica pura el mineral contiene 40% de Ca. Muchas calizas tienen mayores o menores contenidos de magnesio; cuando la presencia de este elemento se encuentra en un nivel mayor que 1.3%, se sugiere hablar de calizas dolomíticas, y cuando se encuentra más de 6.5% de Mg, se recomienda el término de dolomita calcítica. Las dolomitas propiamente dichas deberán contener según Pettyjohn (36), más del 11.7% del elemento Mg.

La eficiencia química de las calizas se determina por su equivalente de cal, lo que se refiere a su capacidad de neutralizar acidez en relación con el CaCO_3 puro. De esta manera, un material puede tener un equivalente de cal superior al 100%, como ocurre con la dolomita pura cuya equivalencia es de 108%.

La caliza se muele para producir cal agrícola. El costo del material depende del grado de fineza de molienda. Se estima que una cal agrícola está suficientemente molida cuando por lo menos un 80% exhibe diámetros menores que 2.36 mm, es decir, cuando puede pasar por un tamiz no. 8, de acuerdo con las normas de los Estados Unidos de América.

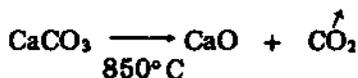
Para calcular la cantidad de cal a usar se recomienda: multiplicar por cero la fracción que no pasa por el tamiz no. 8; por 0.50, la cantidad que pasa por éste pero no por un tamiz no. 60 (0.25 mm de abertura); y por uno, la que pasa por este último tamiz. De la suma de estas fracciones se obtiene la eficiencia del material que se estudia.

Para caracterizar la distribución de tamaños de partículas en las calizas, se las puede tamizar en seco o en húmedo; comúnmente se usa más el tamizado en seco. En general, un tamizado en húmedo dejará pasar más material por los tamices individuales, excepto en el caso de algunas cales agrícolas que se agregan.

Otra característica importante de las cales agrícolas es su contenido de humedad, el que varía aproximadamente entre 0.1 y 10 por ciento.

b. **Oxido de cal.** Este material se prepara calcinando los carbonatos, los

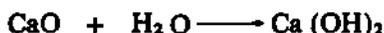
que se descomponen según la reacción:



La cal viva preparada de este modo reacciona con mayor velocidad con el suelo. Sin embargo, su uso no está muy difundido por tratarse de una sustancia cáustica y de manejo difícil.

La descomposición de la caliza dolomítica ocurre con temperaturas más bajas que las del carbonato cálcico. La fabricación de las calizas semicalcinadas se basa en descarboxar la fracción magnésica, quedando sin descomponer el carbonato de calcio.

c. **Hidróxido de cal ($\text{Ca}(\text{OH})_2$)**. Se denomina también cal apagada, y se obtiene según la reacción:



Este material es más manejable que el óxido de calcio, por ser químicamente menos activo. Comúnmente, también contiene pequeñas impurezas que se conservan del material original.

d. **Escorias industriales**. Se trata, principalmente, de subproductos de la fabricación del acero. Su importancia está disminuyendo al emplearse métodos nuevos en la siderurgia. Su contenido de CaO varía aproximadamente entre siete y 20%. Algunas de estas escorias tienen otros nutrimentos útiles, particularmente fósforo, en las llamadas escorias Thomas.

e. **Silicatos de calcio**. Estas sustancias, en general con baja solubilidad, pueden ser usadas como materiales para el encalado. En Hawái, especialmente, existen experimentos positivos con ellas.

f. **Espumas azucareras**. En el proceso de fabricación del azúcar se purifican los jugos extraídos con adiciones de cal. El subproducto resultante contiene entre 14 y 32% de carbonato de calcio y varios componentes del jugo de caña, como fosfatos y cationes como K y Mg. Esta sustancia es un residuo importante de la industria y puede usarse como un buen encalador.

Encalado de suelos tropicales

Una gran parte de los suelos de los trópicos es ácida, con niveles de pH frecuentemente inferiores de cinco. Un buen resumen de su bibliografía fue preparado por Pearson (35), mientras que los principios han sido presentado por Bornemisza (8) y Martini (30).

Los primeros experimentos de encalado de suelos tropicales fueron modelados de acuerdo con la experiencia en regiones templadas, con suelos de carga permanente. Los ensayos consistieron en llevar estos suelos hasta niveles neutros de pH. Cuando este enfoque se ha aplicado en los suelos con cargas variables en los trópicos, los resultados han sido

negativos. Sin embargo usando los principios y técnicas expuestos anteriormente es posible encalar con buen éxito en los suelos del trópico. En la Figura 5.8 se presentan algunos resultados de Fassbender y Piñeres (12) que ilustran el aumento del pH y la disminución del Al extraíble, cuando se encalaron dos suelos de la región de Turrialba, Costa Rica; se observa que el descenso rápido del Al ocurre hasta aproximadamente un pH de cinco, y que de allí en adelante la disminución es lenta.

El rendimiento de los cultivos suele aumentar con el encalado. En la Figura 5.9, que se basa en estudios de Ultisoles de Puerto Rico, se presenta la respuesta del maíz al encalado; en la Figura 5.10 se muestra el efecto sobre frijoles verdes en Oxisoles. Los datos de ambas Figuras fueron obtenidos por Abruña y colaboradores (1, 2).

El encalado de suelos tropicales ha dado buenos resultados cuando se le practica con base en la proporción del Al intercambiable presente como lo recomienda Kamprath (26, 27, 28).

Este mismo investigador ha observado que la cantidad de equivalentes de cal que se requiere para reducir el Al hasta un nivel menor de diez

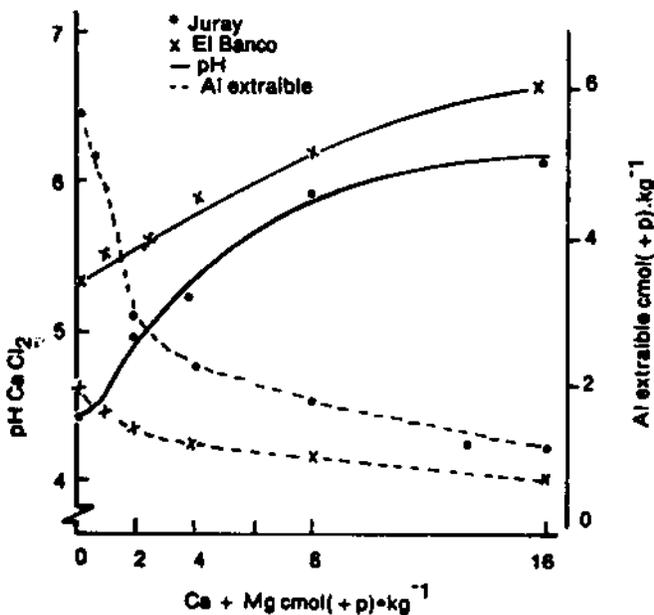


Fig. 5.8. Efecto del encalado sobre el pH y el aluminio extraíble en dos suelos de Costa Rica. (Según Fassbender y Piñeres (12)).

por ciento, es dos o tres veces la cantidad de Al intercambiable a neutralizar. En el Cuadro 5.4 esto se ilustra con algunos ejemplos para suelos de América del Norte y del Sur. Dicho cuadro presenta ejemplos para el factor de encalado, que es como se llama al valor por el cual se debe

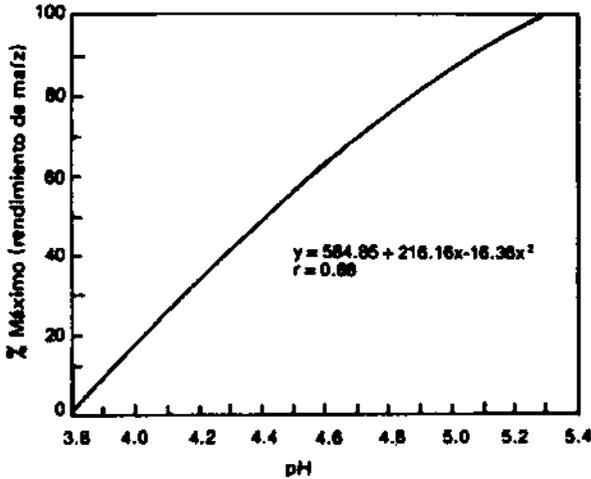


Fig. 5.9. Variación del rendimiento del maíz con el pH en cinco Ultisoles.

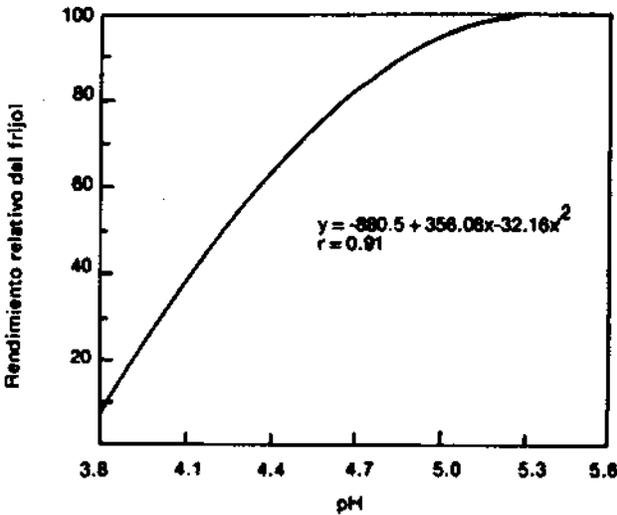


Fig. 5.10. Efecto del pH sobre el rendimiento relativo de frijoles verdes.

multiplicar los equivalentes de Al. Estos valores, los que -como se observa- oscilan en general entre 1.5 y 3, permiten el encalado adecuado y aseguran que no ocurra un sobreencalado, fenómeno que se presentará si se trata de ajustar los niveles de pH a valores superiores de un pH de 6.0, como se recomienda con frecuencia en condiciones de suelos en regiones templadas.

La cal aplicada penetra lentamente en el suelo, como lo muestra la Figura 5.11. En esta se presenta la distribución del Ca, 39 meses después de aplicar cuatro niveles diferentes de cal. Los cambios en los pH fueron paralelos. Esta tendencia —que se basa en experimentos de Morelli realizados en Juan Viñas, Costa Rica— fue observada en distintos lugares y contribuye a un mejoramiento de las propiedades químicas del subsuelo, muy necesarias en muchas condiciones de los trópicos húmedos (32).

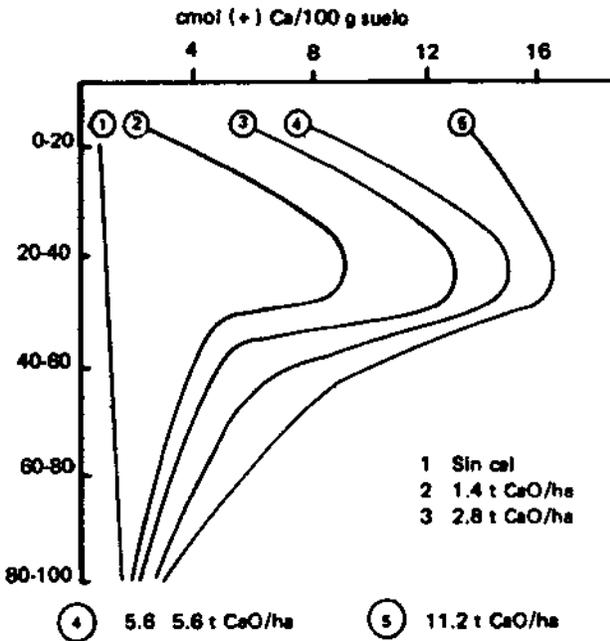


Fig. 5.11. Cambios en el calcio cambiante con diferentes profundidades del suelo, como efecto del encalado. (Según Morelli (32)).

Tomando en consideración la lenta penetración de la cal, Soares, *et al.* (44) han recomendado la incorporación de la misma hasta una profundidad de 30 cm en Oxisoles de Brasil. Esta práctica ha duplicado el volumen de raíces por unidad de volumen de suelo entre 15 y 30 cm y ha generado aumentos significativos de la producción de maíz.

Otra contribución de la práctica del encalado para el mejoramiento de las propiedades químicas de los suelos anteriormente mencionadas, reside en el hecho de que normalmente aumenta la capacidad de cambio de los suelos y de ese modo da por resultado una mejor retención de nutrimentos catiónicos en Oxisoles y Ultisoles.

Cuadro 5.4. Factores de encalado para obtener los equivalentes de cal requeridos para reducir el Al a menos del 10% de saturación.

Tipo de suelo	País	Al cmol(+)kg ⁻¹	Saturación %	pH		Factor de encalado	Bibliografía referencial
				Inicial	Final		
Latosol rojo-amarillento	Braail	0.23	70	4.0	4.9	3	44
Latosol rojo oscuro	Braail	0.63	86	4.0	5.0	2	4
Oxisol	Colombia	1.16	78	4.3	5.3	2	46
Ultisol	EE. UU.	0.3	82	4.5	5.9	2	25
Ultisol	EE. UU.	1.4	54	4.7	5.6	1.5	25

RESUMEN

- a. El capítulo se inicia con los conceptos básicos de acidez. Se presentan las fuentes de acidez en suelos, haciendo énfasis en los de origen inorgánico.
- b. Se informa sobre la relación entre porcentaje de saturación y acidez de los suelos y la capacidad tampón de los mismos, ilustrándola con curvas de neutralización.
- c. Se estudian los fenómenos responsables de la acidificación de los suelos y las prácticas agrícolas relacionadas con este fenómeno.
- d. Se consideran los principios y los métodos para la medición de las reacciones de suelos y los factores que los afectan.
- e. Se presenta un examen particular de las reacciones en suelos tropicales, con énfasis en los de América Latina. Se incluye información, especialmente de Brasil y Puerto Rico, referente a Oxisoles y Ultisoles, y de Centroamérica, sobre una gran variedad de suelos menos desarrollados. Entre los factores que intervienen aquí, se analizan los efectos que el Al, en sus diferentes formas, y el manganeso producen en los suelos.
- f. Se discute, además, el efecto de la adsorción de aniones sobre estos fenómenos, particularmente en suelos de carga variable.
- g. Se expone información sobre el encalado, considerando sus aspectos básicos; la determinación de su necesidad, los materiales a usar y sus propiedades químicas y físicas.
- h. En la última parte del capítulo se presentan experiencias sobre encalado en condiciones del trópico, indicando los cuidados necesarios y las posibilidades de este proceso.

BIBLIOGRAFIA

1. ABRUÑA, F.; PEARSON, R.W.; PEREZ-ESCOLAR, R. Respuesta del maíz y del frijol al encalamiento en Oxisoles y Ultisoles de Puerto Rico. *In* Bornemisza E., y Alvarado A., Eds. Manejo de suelos en la América tropical, Raleigh, N.C., North Carolina State Univ., 1975. pp. 267-286.
2. ABRUÑA-RODRIGUEZ, F.; VICENTE CHANDLER, J. Refinement of a quantitative method for determining the lime requirements of soils. *J. Agr. Univ. Puerto Rico* 39 (1): 41-46. 1955.
3. ALEXANDER, M. Effects of acidity on microorganisms and microbial processes in soils. *In* Hutchinson T., y Havas M., Eds. Effects of acid precipitation on terrestrial ecosystems, New York, Plenum Publ. Co., 1980. pp. 363-364.
4. BARBER, S.A. Liming materials and practices. *In* Adams F., Ed. Soil acidity and liming, 2 ed. Agronomy Monograph no. 12, Madison, Wisconsin, USA, ASA Inc. pp. 171-209. 1984.
5. BIRREL, K.S. The adsorption of cations from solution by allophane in relation to their effective size. *J. Soil Sci.* 12: 305-316. 1961.
6. BLEVINS, R.L.; THOMAS, G.W.; CORNELIUS, P.L. Influence of no-tillage and nitrogen fertilization on certain soil properties after 5 years of continuous corn. *Agron. J.* 69: 383-386. 1977.
7. BLUE, W.G.; DANTZMAN, C.L. Soil chemistry and root development in acid soils. *Soil Crop. Sci. Soc. Fla., Proc.*, 36: 9-15. 1977.
8. BORNEMISZA, E. Conceptos modernos de la acidez del suelo. *Turrialba* 15 (1): 20-24. 1965.
9. COLEMAN, N.T.; KAMPRATH, E.J.; WEED, S.B. Liming. *Adv. Agron.* 10: 476-522. 1959.
10. COLEMAN, N.T.; WEED, S.B.; McCRAKEN, R.J. Cation exchange capacities and exchangeable cations in Piedmont soils of North Carolina. *Soil Sci. Soc. Am., Proc.* 23: 146-149. 1959.
11. FARINA, M.P.W.; SUMNER, M.E.; PLANK, C.O.; LETPSCH, W.S. Exchangeable aluminum and pH as indicators of lime requirements for corn. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 1036-1041. 1980.
12. FASSBENDER, H.W.; PINERES, E. Effect of liming on the exchangeable cation composition and availability of six costarican soils. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 130 (2): 124-135. 1971.
13. FAUCK, R.; MOREAUX, C.; THOMANN, C. Bilans de l' évolution des sols de Sésa (Casamance, Sénégal) après quinze années de culture continue. *Agronomie Tropical* 24 (3): 263-301. 1969.
14. FOX, R.H. Comparative responses of field grown crops to phosphate concentrations in soil solution. *In* Museel H., and Staples R.C., Eds. Stress physiology in crop plants. *Int. Conf. on Stress Physiology in Crop Plants*, Boyce Thompson Inst. for Plant Res. and Rockefeller Foundation. New York, J. Wiley and Sons, 1979. pp. 81-106.
15. _____. Manganese and plants. *In* Manganese. Washington, D.C., Natl. Acad. of Sci. Natl. Res. Council, 1973. pp. 51-76.

16. FOY, C.D. Physiological effects of hydrogen, aluminum, and manganese toxicities in acid soil. In Adams F., Ed. Soil acidity and liming, 2 ed. Agronomy Monograph no. 12, Madison, Wisconsin, USA, ASA Inc., 1984. pp. 57-97.
17. GARCIA, O.A.; LEON, S.A. Reaction of 5 cocoa hybrids (*Theobroma cacao*) to toxicity produced by aluminum in nutritive solution and on the plains of Colombia. Rev. Inst. Colomb. Agropecu. 13: 219-228. 1978.
18. GOATES, J.R.; ANDERSON, K. Acidic properties of quartz. Soil Sci. 81: 277-282. 1966.
19. GONZALEZ-ERICO, E.; KAMPRATH, E.J.; NADERMAN, G.C.; SOARES, W.V. Effect of depth of lime incorporation on the growth of corn on an Oxisol of Central Brazil. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 1127-1232. 1979.
20. HARGROVE, W.L.; THOMAS, G.W. Effect of organic matter on exchangeable aluminum and plant growth in acid soils. In Dowdy R.H., Ed. Chemistry in the soil environment. Madison, Wisconsin, USA, ASA Spec. Publ. 40. Am. Soc. Agr. Inc., 1981. pp. 151-166.
21. HELLING, C.S.; CHESTERS, G.; COREY, R.B. Contributions of organic matter and clay to soil cation-exchange capacity as affected by the pH of the saturating solution. Soil Sci. Soc. Am., Proc. 28: 517-520. 1964.
22. ISLAM, A.K.M.S.; EDWARDS, D. G.; ASHER, C.J. pH optima for crop growth: Results of flowing solution culture experiment with six species. Plant and Soil 54: 339-357. 1980.
23. JACKSON, W.A. Physiological effects of soil acidity. In Pearson R.W., y Adams F., Eds. Soil acidity and liming. Agronomy Monograph no. 12, Madison, Wisconsin, USA, ASA Inc., 1967. pp. 43-124.
24. JENNY, H. Reflections on the soil acidity merry-go-round. Soil Sci. Soc. Am., Proc. 25: 428-432. 1961.
25. _____; WELCH, C.D. Retention and cation-exchange properties of organic matter in coastal plain soils. Soil Sci. Soc. Am., Proc. 26: 263-268. 1962.
26. KAMPRATH, E.F. Exchangeable aluminum as criterion for liming leached mineral soils. Soil Sci. Soc. Am., Proc. 24: 252-254. 1970.
27. _____. Soil acidity in well-drained soils of the tropics as a constrain to food production. In Soil-related constrains to food production in the tropics. Los Baños, Philippines, 1980. pp. 171-184.
28. _____. Crop response to lime on soils in the tropics. In Adams F., Ed. Soil acidity and liming, 2 Ed. Agronomy Monograph no. 12, Madison, Wisconsin, USA, ASA Inc., 1984. pp. 349-368.
29. MALAVOLTA, E. Nutrição mineral e adubação do cafeiro, passado, presente e perspectivas. In Malavolta, E.; Yamada, T.; y Guidolin, J.A. Nutrição e adubação do cafeiro. Piracicaba, Sao Paulo Inst. da Potassa y Fosfato (USA). Inst. Internal. da Fotassa (Suíça). 1981. pp. 138-178.
30. MARTINI, J.A. Algunas notas sobre el problema del encalado en los suelos del trópico. Turrialba 18: 16 249-256. 1968.
31. MEHLICH, A. Base unsaturation pH in relation to soil type. Soil Sci. Soc. Am., Proc. 6: 150-156. 1942.

32. MORELLI, M. Influencia da colagem no complexo de troca e movimento do cálcio e magnésio em um Andosol de Costa Rica. Tese M.S. Turrialba, Costa Rica, IICA, 1971. p. 56.
33. MUNNS, D.N. Legume-Rhizobium relations. In Andrew C.S., and Kamprath E.J., Eds. Mineral nutrition of legumes in tropical and subtropical soils. East Melbourne, Australia, CSIRO, 1978. pp. 247-263.
34. NYE, P.H.; TINKER, P.B. Solute movement in the soil-root system. Oxford, U.K., Blackwell Sci. Publ., 1977. p. 342.
35. PEARSON, R.W. Soil acidity and liming in the humid tropics. Ithaca, N.Y., Cornell Int. Agric. Bull. 30, Cornell Univ., 1975. p. 66.
36. PETTYJOHN, F.J. Rocas sedimentarias. 2 ed. trad. Buenos Aires, Eudeba, 1963. p. 731.
37. PRATT, P.F.; BLAIR, F.L. Cation-exchange properties of some acid soils of California. Hilgardia 33: 689-706. 1962.
38. PRATT, P.F.; ALVAHYDO, R. Cation-exchange characteristics of soils of Sao Paulo, Brazil. IRI Res. Inst. Rep. no. 31, 1966. p. 20.
39. RUSSELL, E.W. Soil conditions and plant growth. 9 ed. London, Longmans, 1961. p. 668.
40. SALINAS, J.G.; SANCHEZ, P.A. Soil plant relationships affecting varietal and species differences in tolerance to low available soil phosphorus. Cienc. Cult. (Sao Paulo) 28: 156-168. 1976.
41. SCHEFFER, F.; SCHACHTSCHABEL, P. Lehrbuch der Bodenkunde, 11 ed. Stuttgart, Enke, 1982. p. 442.
42. SCHOFIELD, R.K.; TAYLOR, A.W. Measurements of activities of bases in soils. Journal of Soil Science 6: 137-146. 1955.
43. SHOEMAKER, H.E.; McLEAN, E.O.; PRATT, P.F. Buffer methods for determining lime requirements of soils with appreciable amounts of extractable aluminum. Soil Sci. Am., Proc. 25: 274-277. 1961.
44. SOARES, W.V.; LOBATO, E.; GONZALEZ, E.; NADERMAN, G.C. Encalado de los suelos del Cerrado Brasileño. In Bornemisza E. y Alvarado A., Eds. Manejo de suelos en la América Tropical, Raleigh, N.C., North Carolina State Univ. 1975. pp. 287-303.
45. SOUTO, S.M.; DÖBEREINER, J. Manganese toxicity in tropical forage legumes. Pesqui. Agropecu. Bras. 4: 128-138. 1971.
46. SPAIN, J.M.; FRANCIS, C.A.; HOWELER R.H.; CALVO, F. Diferencias entre especies y variedades de cultivos y pastos tropicales en su tolerancia a la acidez del suelo. In Bornemisza E., y Alvarado A., Eds. Manejo de suelos en la América Tropical, Raleigh N.C., North Carolina State Univ. 1975. pp. 313-335.
47. TERGAS, L.E.; SANCHEZ, P.A. Eds. Producción de pastos en suelos ácidos de los trópicos. Cali, Colombia, CIAT, 1978. p. 524.
48. THOMAS, G.W.; HARGROVE, W.L. The chemistry of soil acidity. In Adams, F., Ed. Soil acidity and liming. 2 ed. Agronomy Monograph no. 12, Madison, Wisconsin, USA, ASA Inc., 1984. pp. 3-56.

CAPITULO 6

SUELOS SALINOS Y SODICOS

Del total de la superficie de tierra firme, aproximadamente 380 millones de hectáreas corresponden a suelos salinos; de éstos, en una proporción apreciable no son fuertemente salinos. Una parte importante de los mismos se encuentra en los trópicos húmedos, en condiciones climáticas adecuadas para la producción de cultivos, particularmente de arroz inundado. Muchas de estas tierras se hallan en las costas marinas, una parte de ellas en manglares. Según Sánchez y Cochrane (15), alrededor del cuatro por ciento de las tierras de América tropical es de carácter salino, sódico o ambos. El drenaje de los suelos, tanto interno como externo, es un factor esencial en la regulación de su salinidad.

SUELOS SALINOS

Caracterización de los suelos salinos

Actualmente se definen como suelos salinos aquellos que contienen suficiente sal soluble para reducir su productividad y que no son alcalinos; es decir, suelos cuyo pH no es igual ni superior de 8.5 y cuya cantidad de sodio presente es tal, que no interfiere con el crecimiento de las plantas (se considera que el nivel crítico de Na en este aspecto es el de 15% de la capacidad de intercambio catiónico). La solución saturada de los suelos salinos tiene una presión osmótica mayor que 1.5 bar.

Estos suelos, que son comunes en regiones semiáridas o áridas, son el resultado del proceso de salinización, es decir, de la acumulación de sales en los suelos. Este último fenómeno también puede tener lugar en regiones próximas a las costas marinas, debido a la intrusión del agua de mar, la que por evaporación repetida depositará sales en cantidades perjudiciales.

En condiciones continentales, los suelos salinos se producen por ascenso capilar de aguas freáticas ricas en sales solubles y su depósito

por evaporación, o por la acumulación de sales que dejan las aguas de riego con alto contenido de ellas, cuando el lavado del suelo es deficiente, ya sea por mal drenaje o por falta de agua. También deben considerarse como fuentes de sales la meteorización de minerales, las sales depositadas hace largos períodos y, en un pequeño grado, las lluvias; estas últimas contribuyen con sales, especialmente en las áreas cercanas a los mares.

Igualmente importante es la presencia de suelos salinos y sódicos en valles de ríos. Un caso es el del Cauca en Colombia, donde, según Aguilera (1), estos suelos cubren más de 50 000 ha, presentándose con bastante irregularidad, pero con preferencia en las zonas más bajas; y donde, además, los suelos sódicos se muestran asociados con los más arcillosos. No se ha observado una relación entre estos problemas y la clasificación de los suelos.

Es necesario recordar que el contenido de sales en el suelo no es uniforme, sino que varía en sentido horizontal, vertical y en el transcurso del año. Los problemas se presentan, frecuentemente, en forma de manchas en los campos. En la Figura 6.1 se observa la variación de la salinidad en un campo experimental en las Filipinas, usando datos del IRRI (11).

Los suelos salinos de tierra firme, en general, tienen bajos contenidos de N y P, pero disponen de abundante K. Existen también suelos salinos orgánicos y suelos salinos calcáreos.

Para efectos de suelos se consideran sales solubles, aquellas cuya

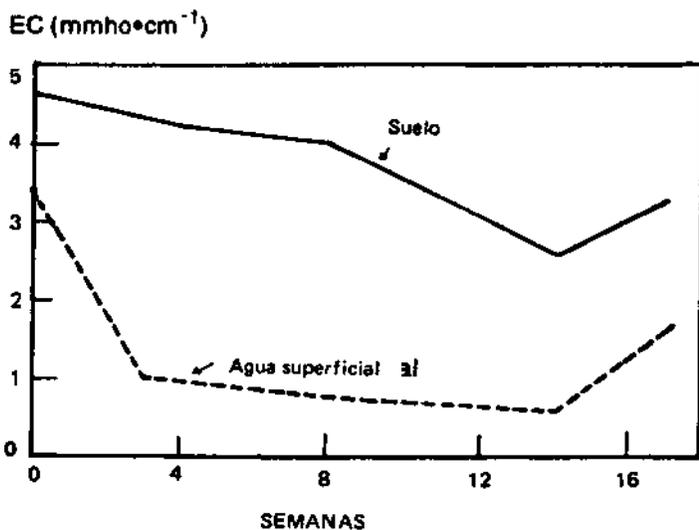


Fig. 6.1. Tendencia de la conductividad eléctrica en un campo experimental, Sinacaban, Misamis Occidental, Filipinas, durante el verano de 1978 (11).

solubilidad es mayor que la del yeso ($2.41 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$). Los cationes principales en las sales solubles son el Na^+ , el Ca^{+2} y el Mg^{+2} pero, en gene-

ral, también se encuentran menores niveles de K^+ y de NH_4^+ . Los aniones comunes son el cloruro y el sulfato con cantidades menores de carbonato ácido, de nitrato y, con niveles altos de pH del carbonato. En proporciones mucho menores, pero con gran influencia, se presenta el borato que es fuertemente fitotóxico.

Lo característico en los suelos salinos es que tengan niveles elevados de sales solubles. Se observó que la acción se debe al efecto osmótico de la salinidad total y que su composición es, en general, de importancia menor. Por lo tanto, la salinidad de los suelos se mide por la conductividad del extracto acuoso saturado, el cual se expresa en milisiemens (mS) por centímetro; anteriormente se usaba la unidad milimho por centímetro.

Se ha observado una serie de efectos sistemáticos entre el aumento de la conductancia de los extractos saturados y los problemas en suelos. Un resumen con base en la información del Manual de Suelos no. 60 del Departamento de Agricultura de los EE.UU., se expone en el Cuadro 6.1. Evidentemente, en la realidad los cambios son graduales, por ello es que los límites indicados en el Cuadro presentan, más que todo, guías para esperar aproximadamente lo que ocurrirá; como se observa en él, suelos con una conductividad mayor de 4 ms. cm^{-1} son considerados salinos. Las condiciones favorecen la acumulación de las sales cuando la precipitación anual es menor de 400 mm.

Muchos suelos salinos deben su origen a sistemas de riego mal administrados, los que dan por resultado aguas de drenaje que eliminan

Cuadro 6.1. Efecto de las sales comunes en función de la concentración de sales solubles.

Conductividad (mmhos cm^{-1})	Efecto sobre cosecha	Concentración del extracto saturado (N)	Presión osmótica	Clasificación
0-2	Comúnmente despreciable	0 - 0.02	0-1	No salino
2-4	Cultivos muy sensibles afectados	0.02 - 0.04	1-2	Poco salino
4-8	Muchos cultivos afectados	0.4 - 0.08	2-4	Medianamente salino
8-16	Solamente cultivos tolerantes crecen bien	0.08 - 0.16	4-8	Muy salino
>16	Solamente crecen cultivos muy tolerantes	> 0.16	> 8	Extremadamente salino

menos sales de las que se añaden en el riego, restando a este último lo adsorbido en la cosecha. La diferencia permanece en el perfil del suelo y, según su cantidad, provocará una salinización más o menos rápida. La aplicación de excesos de riego puede reducir este problema, aunque sólo se efectúe por períodos cortos; esto será así, especialmente, si un adecuado sistema de drenaje elimina las aguas con alto contenido de sal.

La influencia de la salinidad es comúnmente mayor sobre las plantas jóvenes y sobre el crecimiento vegetativo que sobre las plantas maduras y su producción de granos. Un resumen sobre los efectos de la salinidad y del sodio sobre el crecimiento de las plantas fue preparado por Bernstein (2). El efecto también depende de la humedad del suelo, decreciendo con la mayor dilución en suelos inundados, lo que permite la producción de arroz anegado incluso en aquellos que son bastante salinos.

La recuperación de suelos salinos no involucra problemas químicos, ya que sólo implica la ejecución de un lavado que requiere una cantidad adecuada de agua con buena calidad (es decir, poco salina) y una eliminación rápida de la misma del suelo. En general, la aplicación de agua en forma intermitente es más eficaz que aplicada una vez. Carter y Robbins (6) encontraron que aplicando el agua en capas de 20 cm cada una, y con una regularidad aproximadamente semanal, se podía remover toda la salinidad de los suelos en Idaho. Estos mismos autores proponen una guía detallada para lavar las sales de los suelos. Si se tienen problemas de boro, en general se necesitarán tres veces más agua que en el caso de no existir este elemento, ya que la adsorción de este anión por los suelos hace más difícil su eliminación.

Para convertir suelos salinos en suelos de buena producción se requiere, ante todo, detener el proceso de salinización, impidiendo que más agua con niveles perjudiciales de salinidad penetre en el suelo. Luego será necesario un buen lavado, de acuerdo con lo antes indicado, asegurando un drenaje adecuado para la eliminación de las sales disueltas. En seguida se deben corregir las deficiencias o excesos de nutrimentos y escoger, preferiblemente, un cultivo con aceptable tolerancia a una cierta salinidad. Entre muchos cultivos, el arroz inundado es uno de los más adecuados para recuperar suelos salinos, tanto por la existencia de variedades tolerantes como por la necesidad de agua que lo caracteriza.

Efectos de la salinidad sobre los suelos

El efecto de las sales sobre las propiedades físicas de los suelos es positivo, ya que permite la floculación; este aspecto se examinó en el capítulo sobre cationes cambiables. Como consecuencia su permeabilidad es por lo menos igual, y a veces incluso mayor que la de los suelos similares no salinos. Por lo mismo su aeración es adecuada, fomentando un buen crecimiento de raíces. Esto es importante porque muchos suelos salinos son de textura fina y a menudo tienen capas impermeables.

En lo que se refiere a los efectos químicos, estos dependen de los iones presentes. Se sabe que los excesos de iones pueden causar toxicidad.

dad; por ejemplo, el Cl^- es tóxico para muchas especies poco tolerantes, cuando su concentración en la solución del suelo excede $0.5 \text{ cmol} \cdot \text{L}^{-1}$, mientras que las plantas resistentes soportan unas cinco o seis veces este nivel. Como se ve en el Capítulo Décimosegundo, el ámbito para el boro es bastante estrecho. Por otro lado es conveniente recordar que las hojas pueden absorber sales, lo que debe considerarse al usar riego por aspersión. En esto es muy importante la calidad del agua usada y la velocidad de absorción de la planta específica. También es necesario resaltar aquí, la gran diferencia entre las resistencias de distintas especies y sus cultivos a la salinidad.

SUELOS SODICOS

En general se considera que los suelos son sódicos cuando este catión contribuye con un porcentaje igual o superior al 15 % de la CIC.

El porcentaje de Na intercambiable (% Na I) se calcula con base en la fórmula:

$$\% \text{ Na I} = \frac{\text{Na}^+ \text{ intercambiable} \times 100}{\Sigma \text{ cationes intercambiables}}$$

Los suelos en los cuales pasa agua de riego con bastante sodio, absorben este catión gradualmente a pesar de su gran solubilidad. Para estimar este problema se usa el valor de la relación de absorción de Na (RAS), la que en el Manual de Salinidad se define como:

$$\text{RAS} = \frac{\text{CoNa}}{\sqrt{(\text{CoCa} + \text{CoMg})^{1/2}}}$$

donde:

- CoNa = concentración de sodio.
- CoCa = concentración de calcio.
- CoCa + Mg = concentración de Ca + Mg

Las concentraciones de Co se expresan en miliequivalentes por litro de agua de riego, para los diferentes cationes.

Frecuentemente, los suelos sódicos son el resultado de la exposición de suelos anteriores a aguas con altos niveles de Na y con una alta proporción de carbonato ácido (4). La velocidad con que se presentan los problemas depende del RAS del agua que entre, de su evaporación, de la precipitación de yeso en estas aguas y de la disolución de minerales del suelo.

Del examen de la fórmula anterior se puede inferir que las aguas para el riego no solamente deben ser juzgadas por su contenido de sales, es decir de acuerdo con su conductividad eléctrica; sino también según su RAS.

A pesar de que muchos lo creen, no todos los suelos sódicos tienen niveles altos de pH, aunque los valores comunes se encuentren entre 8.5 y 10. Cuando los iones Na^+ en la solución del suelo se presentan como

sales neutras (es decir, como cloruros o sulfatos), el pH es cercano a la neutralidad, como ocurre en los Planosoles solódicos. Las reacciones fuertemente alcalinas de los suelos sódicos se deben a que el anión acompañante sea el carbonado ácido o el carbonato, lo que resulta en un pH entre 8.5 y 11.

Se ha observado que valores altos de saturación de sodio en el complejo de cambio, tienen efectos perjudiciales sobre las propiedades del suelo.

Los altos niveles de Na causan una dispersión de los agregados del suelo, dañando así su estructura. Como resultado, la aeración y la conducción del agua empeoran, y el crecimiento de las plantas se reduce fuertemente.

En los últimos años se ha observado que para que se den efectos fuertemente perjudiciales en las arcillas que tienen como principales componentes a óxidos de Fe ó Al y caolinita, se requiere una saturación de Na muy superior al 15%, la que puede alcanzar valores tres veces superiores, antes de que tales efectos se verifiquen como lo indica Donahue, Miller y Schickluna (7) y Bower (4). Bonnet también analiza las dificultades que causan los suelos salinos y sódicos en los trópicos (3).

Mortvedt (9) por su parte ha resumido la información sobre los inconvenientes comunes que genera la presencia de elementos menores en los suelos alcalinos, sobre todo en lo que se refiere a la toxicidad del B y a las deficiencias de Fe, Mn y Zn. Aquí, como para otros problemas de micronutrientes, existen muchas diferencias entre cultivos de la misma especie en cuanto a su tolerancia a éstos.

El Cuadro 6.2, con base en información de Pearson (10), indica la tolerancia de algunas plantas de uso común a la alcalinidad.

SUELOS SALINOS Y SODICOS

Los suelos salinos y sódicos contienen suficiente sodio intercambiable para interferir en el crecimiento adecuado de la mayoría de los cultivos; contienen, igualmente, cantidades perjudiciales de sales solubles.

En estos suelos, al igual que los sódicos, el porcentaje de sodio en el complejo de cambio excede frecuentemente el 15%. Su conductividad es comúnmente superior que 4 ms (a 25°C).

En general, estos suelos tienen niveles de pH inferiores a 8.5 y sus propiedades físicas son menos problemáticas que las de los suelos sódicos, esto se debe al efecto coagulante de las sales presentes. Su apariencia es similar a la de los suelos salinos.

RECUPERACION DE SUELOS AFECTADOS POR SODIO Y SALINIDAD

Recuperación de suelos salinos

En principio, la recuperación de suelos salinos es sencilla. Ella consiste en el lavado del suelo con el fin de disolver y eliminar el exceso de sales presentes. Los problemas con que este procedimiento tropieza son de tres tipos:

- Problemas causados por propiedades del suelo; por ejemplo, un mal drenaje, externo e interno, se puede deber a niveles altos de agua freática, a capas poco permeables en el suelo, a una baja conductividad hidráulica del mismo, o una combinación de estos factores.
- La escasez de agua de riego con buena calidad (poco salina), fenómeno que puede ser general o presentarse en la época cuando se requiere la operación.
- Los factores económicos relacionados, especialmente con el costo del agua.

Como se mencionó anteriormente, hoy día se sabe que el lavado mediante la aplicación de varios volúmenes menores de agua es más eficiente que realizar uno sólo con una gran cantidad de ella. Si se riega con exceso de agua, ello puede equivaler a un lavado del suelo evitando su salinización. Se sabe que prácticas como la aplicación de coberturas vegetales —que reducen la evaporación del agua del suelo, promoviendo de ese modo su percolación— ayudan al lavado del suelo.

Recuperación de suelos sódicos

La recuperación de suelos sódicos consiste en el cambio del sodio en el complejo coloidal, por otro catión. Este proceso, comúnmente, requiere tiempo. Se pueden escoger diferentes procedimientos, y depende de las características propias del suelo. Las sustancias que se aplican son de tres tipos:

- Sales solubles de calcio, como el cloruro de calcio y el yeso.
- Sales de calcio con baja solubilidad, como la cal agrícola (que es caliza molida) y los residuos industriales (por ejemplo, la caliza sobrante en las fábricas de azúcar).
- Ácidos o sustancias que producen ácidos (como la flor de azufre, el ácido sulfúrico) o sales ácidas (como el sulfato de aluminio o el sulfato de hierro (II)).

Otro procedimiento consiste en mezclar la capa superficial que tiene exceso de sodio con material subyacente menos afectado, acción que se puede lograr por medio de un arado profundo, según lo recomiendan Rasmussen y colaboradores (12).

También es importante que, al mismo tiempo, se baje el nivel de las aguas freáticas y que, posteriormente, se trate de mejorar la permeabilidad con prácticas como el cultivo de alfalfa; estos para que no se repitan los procesos que causaron la acumulación de sodio.

Reacciones químicas

Las reacciones químicas de los diferentes mejoradores en suelos con y sin carbonatos alcalinos térreos, fueron propuestas por Richards (14) presentando ejemplos para los distintos grupos previos, y representado con X al complejo de cambio:

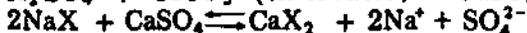
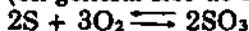
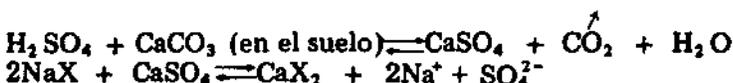
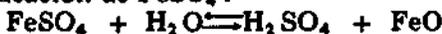
a. Suelos con carbonatos alcalinotérreos:

1) Aplicación del yeso:



2) Aplicación de S elemental a ácido sulfúrico:

(en general flor de azufre) con su oxidación

3) Aplicación de FeSO_4 :

Después de lo anterior es importante aplicar un buen lavado al suelo para eliminar el Na desplazado del complejo. Cuando se aplica ácido sulfúrico directamente, éste requiere un manejo muy cuidadoso, dada su naturaleza fuertemente corrosiva.

En estos procesos es fundamental la presencia de cal, ya que, de acuerdo con Bower (4), el Na no se remueve por hidrólisis de estos suelos, sino que tiene que ser cambiado. Un informe reciente de Colombia indica que el uso del azufre en el valle del Cauca resultó adecuado y económico para corregir problemas de salinidad (1) en suelos cañeros.

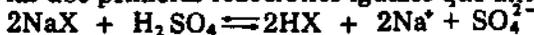
b. Suelos que no tienen carbonatos alcalinotérreos:

1) Aplicación de yeso.

reacción igual que la anterior.

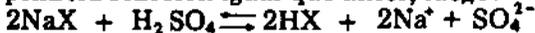
2) Aplicación de S:

las dos primeras reacciones iguales que antes, después:



3) Sulfato de hierro:

primera reacción igual que antes, luego:



4) Aplicación de caliza:



La recuperación de suelos salino-sódicos debe consistir en un lavado y en el reemplazo del Na, ya que si solamente se lavan las sales, las condiciones empeorarán transformándose el suelo en uno sódico.

Manejo especial

Con cierta frecuencia no es económico o no es posible eliminar todas las sales del suelo. Sin embargo, si se aplican cuidados especia-

Cuadro 6.2. Tolerancia de algunas plantas usuales a la saturación de sodio en el suelo en condiciones no salinas (10).

Planta	Grado de tolerancia y ámbito, en suelo con 5 % de saturación de Na.	
Frutas deciduas	} Sumamente sensitivas	(2-10 %)
Nueces de región templada		
Cítricos		
Aguacates		
Frijoles	} Sensitivos	(10-20 %)
Trébol		
Avena		
Arroz	} Moderadamente tolerantes	(20-40 %)
Trigo		
Algodón		
Alfalfa		
Cebada		
Tomates	} Tolerantes	(40-60 %)
Remolachas		
Algunos pastos	Muy tolerantes	(>60 %)

les, éstos permiten el uso eficiente de suelos con cierta salinidad e incluso de aquellos que poseen alguna alcalinidad.

Tres prácticas son de particular importancia aquí, a saber:

a. **Un manejo especialmente cuidadoso del agua.** Se ha observado que manteniendo una humedad alta en los suelos, cerca de la capacidad del campo, se reducirá la concentración de las sales en la solución del suelo y, así sus efectos negativos. Para esto, dos normas son útiles: una, lavados del suelo en períodos con agua más abundante y, dos, la aplicación más frecuente de menores cantidades de riego. Cuando se aplica riego, un ligero exceso de agua permite el uso de suelos con cierta salinidad, aun en casos en que el agua de riego también tenga una cierta salinidad. Un buen resumen sobre recuperación y manejo de suelos salinos y sódicos se encuentra en el trabajo de Ravina (13).

b. **La regulación en la posición de las plantas.** Esta descansa en el principio de que las sales no se distribuyen por igual en la superficie. Se ha observado que cuando se riega un campo por surcos, las sales se acumulan en el centro entre los dos surcos, en el lomillo. Si en lugar de sembrar en el centro del lomillo (lo que se practica con frecuencia), se siem-

bran dos hileras de plantas a ambos lados del centro, se tendrá menos sal en el lugar de las semillas y las afectará menos en el período inicial, el más crítico de su desarrollo. El establecimiento de lomillos asimétricos y plantas en una ladera inclinada de este lomillo, es un método que también ha sido usado con éxito.

c. **Selección de variedades adecuadas.** La selección de cultivos con tolerancia mayor o menor a la salinidad y a la alcalinidad, también puede ser un factor importante. Incluso, cultivares de una misma especie pueden demostrar una mayor tolerancia, como lo indica el voluminoso trabajo realizado en el IRRI que identificó variedades bastante resistentes de un cultivo, lo que permite altos rendimientos en suelos moderadamente salinos (11).

RESUMEN

- a. **En este capítulo se presentan las definiciones y las propiedades principales de los suelos salinos, sódicos y salino-sódicos. Se informa sobre su importancia en los trópicos y algunas propiedades de ellos. Se considera, brevemente, la influencia de estas propiedades de los suelos en el crecimiento de plantas.**
- b. **Se incluyen datos sobre las condiciones en las cuales se forman estos suelos y las medidas de manejo para evitarlas.**
- c. **Se informa brevemente sobre los procesos principales involucrados en la formación y recuperación de estos suelos, sobre las reacciones químicas principales que ocurren en ellos y algunas precauciones necesarias para realizarlas.**

BIBLIOGRAFIA

1. AGUILERA, M.F. El problema de la salinidad y sodio en el valle del Cauca. Suelos Ecuatoriales (Colombia) 10 (2): 98-114. 1979.
2. BERNSTEIN, L. Effects of salinity and sodicity on plant growth. Ann. Rev. Phytopatology 13: 295-312. 1975.
3. BONNET, J.A. Edafología de los suelos salinos y sódicos. Río Piedras, Puerto Rico, Estación Exp. Agrícola, 1960. 337 p.
4. BOWER, C.A. Origin, properties and amelioration of sodic soils. Agrokém Talajt 18 (supl.): 69-72. 1969.
5. BRESLER, E.; McNEAL, B.L.; CARTER, D.L. Saline and sodic soils. Principles-Dynamics-Modeling. New York, Springer Verlag, 1982. 236 p.
6. CARTER, D.L.; ROBBINS, C.W. Salt and flow from new and old irrigated Lands. Soil Sci. Soc. Am. J. 47: 627-633. 1978.
7. DONAHUE, R.L.; MILLER, R.W.; SHICKLUNA, J.C. An introduction to soils and plant growth. 4 ed. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc., 1977. 626 p.
8. KAMPHORST, A.; BOLT, G.H. Saline and sodic soils. In Bolt G.H., y Bruggenwert M.G.M., Soil chemistry A. Basic elements. New York. Elsevier Sci. Publ. Co. 1978. pp. 171-191.
9. MORTVEDT, J.J. Soil chemical constrains in tailoring plants to-fit problem soils. 2. Alkaline soils. In Wright M.J., Ed. Proc. Workshop on Plant Adaptation to Mineral Stress in Problem Soils, 1976. pp. 141-149.
10. PEARSON, G.A. Tolerance of crops to exchangeable sodium. Washington D.C., USA. USDA Inf. Bull., 216, 1960. s.p.
11. PONNAMPERUMA, F.N.; BANDYOPADYA, A.K. Soil salinity as a constraint on food production in the humid tropics. In IRRI; Soils related constrains to food production in the tropics, Los Baños, Filipinas, 1979. pp. 203-216.
12. RASMUSSEN, W.W.; MOORE, D.P.; ALBAN, L.A. Improvement of a solonchic (slick spot) soil by deep plowing, subsoiling, and amendements. Soil Sci. Soc. Am., Proc. 36: 137-142. 1972.
13. RAVINA, I. Recuperación y manejo de suelos salinos y sódicos. Suelos Ecuatoriales (Colombia) 10 (2): 73-88. 1979.
14. RICHARDS, L.A. Ed. Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Manual de agricultura no. 60. Depto. de Agricultura de los EE.UU. de América. 4 ed. traducida al español, México, Editorial Cultura, 1954. 172. p.
15. SANCHEZ, P.A.; COCHRANE, T.T. Soil constrains in relation to major farming systems of tropical America. In Soil related constrains to food production in the tropics. Los Baños, Filipinas, IRRI 1980. pp. 107-139.
16. ZAVALETA, A. Saline and alkali soils in Peru. Agrokém Talajt. 18 (supl.): 169-180. 1969.

CICLO GEOQUIMICO DEL NITROGENO

El ciclo del nitrógeno en el suelo representa solamente una parte del ciclo total del nitrógeno en la naturaleza. La disponibilidad de este elemento es de gran importancia para las plantas, las que absorben nitratos y amonio que utilizan en la síntesis de las proteínas y de otros compuestos orgánicos vegetales. Tanto el hombre como los animales aprovechan, en su nutrición, los productos nitrogenados vegetales. Cuando los restos animales y vegetales vuelven al suelo, son objeto de numerosos procesos de transformación, en su mayoría de carácter biológico. A través de los procesos microbianos de fijación del N, se produce un enriquecimiento en el suelo. Todos estos procesos dinámicos conllevan una serie de transformaciones de los compuestos nitrogenados en los suelos. Así resulta que el contenido y las formas del nitrógeno en el suelo no presentan una naturaleza estática, sino más bien dinámica.

Sin embargo, las reservas de nitrógeno existentes en la biosfera son pequeñas en relación con las presentes en la litosfera, atmósfera e hidrosfera; su distribución en estas cuatro zonas se muestra en el Cuadro 7.1, originalmente publicado por Stevenson (96). Aproximadamente el 98 % del N total de la tierra, se presenta en la litosfera (suelos, rocas, sedimentos, materiales fósiles). El resto del N se encuentra casi en su totalidad en el aire, del que constituye el 78 %, presentándose en forma molecular (N_2). En las aguas de la hidrosfera el nitrógeno aparece en forma molecular (N_2) e inorgánica, como NO_3^- , NO_2^- y NH_4^+ , y en forma orgánica, en partículas de materia orgánica.

Las reservas de N en suelos fueron estimadas por Bohn, según se muestra en el Cuadro 7.2. Para su cálculo se presume una relación C/N de 10 para suelos minerales y de 30 para suelos orgánicos (Histosoles).

El contenido de N en el suelo está asociado con el desarrollo y

Cuadro 7.1. Contenido de nitrógeno en las cuatro esferas de la Tierra.
 (Tg = Teragramo = 10^{12} g = 1 millón de toneladas
 (Según Stevenson (96)).

Esfera	Tg de N ⁺
Litosfera	$1\ 636 \cdot 10^{11}$
Rocas ígneas	
• corteza	$1.0 \cdot 10^9$
• manto	$1.62 \cdot 10^{11}$
Núcleo	$1.3 \cdot 10^8$
Fósiles	$3.5-5.5 \cdot 10^8$
Carbón	$1.0 \cdot 10^5$
Fondos de mares	$5.4 \cdot 10^5$
Suelos terrestres	
• materia orgánica	$2.2 \cdot 10^5$
• NH ₄ ⁺ fijado	$2.0 \cdot 10^4$
Atmósfera	$3.86 \cdot 10^9$
Hidrosfera	$2.3 \cdot 10^7$
Biosfera	$2.8 \cdot 10^5$

evolución de las rocas parentales a largo plazo. La mayor parte de las rocas originarias de la corteza terrestre es ígnea, formada del material de magma del núcleo interno de la tierra en la época precámbrica. En el momento que el magma llegó a la superficie (temperaturas $1\ 000^{\circ}\text{C}$), se volatilizó el N pasando a la atmósfera. Paulatinamente, pero en millones de años, el N se ha acumulado en las rocas y en los suelos, arrastrado por las aguas de lluvia y a través del ciclo orgánico.

CONTENIDO Y FORMAS DEL NITROGENO EN LOS SUELOS

Contenido total de N en suelos tropicales

En los suelos de áreas con clima tropical, el contenido en nitrógeno varía ampliamente entre 0.02% y 0.4%, con valores muy altos en los suelos desérticos y semidesérticos; en casos extremos, como en los suelos muy ricos en materia orgánica, puede llegar hasta el dos por ciento.

Las cantidades de nitrógeno presentes en los suelos están controladas, especialmente, por las condiciones climáticas y la vegetación; estas últimas inciden, además, en las condiciones locales de la topografía, en el material parental, en las actividades del hombre y en el tiempo que estos factores han actuado sobre el suelo.

El clima tiene una influencia determinante sobre el nivel de N en los suelos a través del efecto de la temperatura y las condiciones de humedad (régimen de lluvias) sobre el desarrollo de las plantas y microorganismos.

En suelos de Canadá y de Estados Unidos de América, Jenny (51)

Cuadro 7.2. Contenido de nitrógeno en los suelos de diferentes continentes (Según Bohn (13)).

Asociaciones	Area ·10 ⁵	Total C orgánico ·10 ³ Tg	N ^o · 10 ³ Tg		
			Orgánico	NH ₄ ⁺ fijado	Total
América del Norte					
Histosoles	13.3	266	8.9	—	8.9
Podzoles	31.5	66	5.9	0.7	6.6
Cambisoles	9.4	56	5.0	0.6	5.6
Haplic Kastanozemes	32.0	51	4.6	0.5	5.1
Eutric Gleysoles	10.9	33	3.0	0.3	3.3
Gelic Regosoles	15.9	32	2.9	0.3	3.2
Dystric Cambisoles	3.6	21	1.9	0.2	2.1
Phaeozemes	10.4	21	1.9	0.2	2.1
Resto	76.0	119	10.7	1.2	11.9
	203.0	665	44.8	4.0	48.8
América del Sur					
Ferrasoles	89.8	108	9.7	1.1	10.8
Dystric Histosoles	3.8	76	2.5	—	2.5
Cambisol-Andisoles	6.2	35	3.1	0.4	3.5
Cambisoles	4.2	26	2.3	0.3	2.6
Acrisol-Xerosol-Kastanozemes	16.6	13	1.2	0.1	1.3
Otros	61.4	43	3.9	0.4	4.3
	182.0	301	22.7	2.3	25.0
Asia, Africa, Europa, Oceanía					
Histosoles	26.0	520	17.3	—	17.3
Cambisoles	37.0	280	25.2	2.8	28.0
Podzoles	130.0	270	24.3	2.7	27.0
Kastanozemes	131.0	210	18.9	2.1	21.0
Chernozemes	51.0	200	18.0	2.0	20.0
Ferrasoles	141.0	170	15.3	1.7	17.0
Cambisol-Vertisoles	28.0	110	9.9	1.1	11.0
Otros	282.0	220	19.8	2.2	22.0
	836.0	1 980	148.7	14.6	163.3
TOTAL		2 946	216.2	20.9	237.1

Tg = Teragramo = 10¹² g = 1 millón de toneladas.

encontró relaciones inversas entre la temperatura y el contenido de nitrógeno y materia orgánica de los suelos (ver Figura 7.1); es decir, al aumentar la temperatura, decreció el nivel de N en el suelo. Encontró, además, una asociación entre las condiciones de pluviosidad y el contenido de N; al intensificarse las lluvias se desarrolló una vegetación más exuberante, y la deposición de restos fue mayor, elevando así el contenido de N en estas mismas condiciones, también se presentó una fijación biológica de N bastante activa. Jenny representó el efecto de la temperatura y de las condiciones hídricas en el contenido de N de los suelos, según la fórmula:

$$N = 0.55e^{-0.06 T} (1 - e^{-0.005 H})$$

donde:

- N = porcentaje de N de suelos superficiales.
- e = base de logaritmos naturales.
- T = temperatura anual promedio en grados centígrados.
- H = "factor de humedad", o sea, la relación entre la precipitación pluvial (mm/año) y el déficit de saturación del vapor de agua (mm/Hg).

La vegetación es resultante de los factores anteriores y también determinante sobre el contenido de N. Los suelos desarrollados bajo

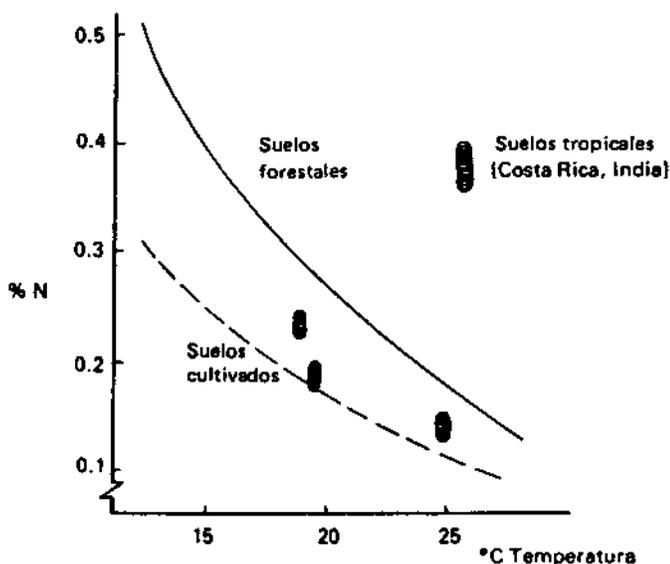


Fig. 7.1. Efecto de la temperatura sobre el contenido de N en los suelos de regiones tropicales y templadas. (Según Jenny (51)).

plantas con sistemas radicales extensos presentan altos contenidos de N; en suelos de bosques se dan mayores cantidades de N que en los de sabana. La topografía afecta indirectamente el contenido de N, a través del clima, escorrentía, evaporación y transpiración. En condiciones de clima y vegetación similares, la textura es determinante; los suelos arcillosos contienen mayores cantidades de N que los limosos y arenosos. Los factores edáficos, como el pH, el drenaje, la presencia de inhibidores, influyen sobre los microorganismos del suelo y sobre el contenido de N. Finalmente se ha encontrado que el hombre, a través del cultivo de los suelos influye en la merma de cantidades de N. Este proceso prosigue hasta alcanzar un equilibrio con las nuevas condiciones del suelo. Los detalles sobre esto se explicarán más adelante al analizar los sistemas de explotación y el comportamiento del N.

Los planteamientos originales de Jenny no encontraron validez en suelos de áreas tropicales. Se pensó, inicialmente, que debido a las altas temperaturas predominantes en los trópicos, el nivel del nitrógeno y de la materia orgánica debería ser menos que el de los suelos de áreas templadas. Jenny constató, sin embargo, que estos niveles no eran menores, sino, por el contrario, mucho mayores; esto lo verificó al analizar suelos de Colombia, Costa Rica e India (52, 53). Otros autores encontraron condiciones similares en suelos de Hawai y de Africa Occidental.

Algunos investigadores se han dedicado a tratar de aclarar el fenómeno del mayor contenido de nitrógeno y materia orgánica en los suelos tropicales. Aún no se sabe a ciencia cierta cuál o cuáles son los mecanismos de adición del nitrógeno ni cuáles los factores que influyen y determinan el mayor contenido de N y su mantenimiento en estos suelos. Sin embargo se pueden considerar algunas de las hipótesis o explicaciones propuestas.

Jenny, Bingham y Padilla-Saravia (52) encontraron relaciones inversas entre el N total y la temperatura, y relaciones directas con la precipitación en algunos suelos de Colombia, asimismo para suelos de la India (Jenny y Rauchaudhuri (53)). Birch y Friend (10) no encontraron la asociación con la temperatura, sino el efecto positivo de la precipitación pluvial sobre el contenido de N en suelos de Africa Occidental. Ellos interpretaron que la precipitación pluvial influye más que la temperatura sobre el desarrollo vegetal y, por lo tanto, sobre la producción de materia orgánica y sobre el N del suelo. Jagnow (49) constató el efecto y calculó funciones múltiples para el contenido de C y N en los suelos, en relación con la precipitación y temperatura. Algunos autores consideran que el problema aún no está aclarado, pues si bien las plantas asimilan el carbono de la atmósfera, extraen el N del suelo, a menos que la planta fije N atmosférico. Por lo tanto, este problema debe estudiarse más a fondo.

Se han considerado como otras explicaciones, la adición de nitrógeno en el agua de lluvia y la alta fijación simbiótica y asimbiótica del N atmosférico, y también la posibilidad de que el NH_4 liberado en la meteorización sea fijado por arcillas 2:1 (ver párrafos anteriores).

Distribución de N en el perfil del suelo

Estudios sobre la distribución de N en el perfil del suelo indican que éste disminuye con la profundidad. En la Figura 2.5, expuesta en el Capítulo Segundo, se presentan curvas del contenido de N en algunos suelos, en función de la profundidad. Las diferencias en el contenido y en la distribución de N en el perfil del suelo se explican por los factores antes considerados, como: clima, vegetación y topografía. La acumulación de N en los primeros decímetros del suelo es el resultado de la actividad biológica. En efecto; por un lado, a través del proceso de la humificación (ver Capítulo Segundo) se producen componentes nitrogenados que son incorporados al suelo por microorganismos y, por otro lado, las raíces finas, al morir, se humifican en el suelo e incorporan nitrógeno.

Contenido de N total en suelos de América Latina.

Como se indicó anteriormente, el contenido de N total de los suelos varía dentro de grandes límites; en suelos tropicales de América Latina las variaciones encontradas son también amplias. Algunos datos fueron presentados en acápites anteriores. Los valores tabulados en el Cuadro 2.5 no pretenden ser una revisión de los datos disponibles, sino más bien un ejemplo con énfasis en los suelos que en América Central y Colombia se han derivado de cenizas volcánicas, y en los de las zonas bajas del trópico del Brasil. Tal como se indica en el Capítulo Segundo, en el acápite sobre el contenido de materia orgánica de los suelos tropicales de América Latina, se observa que el contenido de N de los suelos volcánicos es más alto que el de las zonas bajas del Brasil. Esto se debe a muchas razones: en las regiones volcánicas se tiene un rejuvenecimiento de los suelos por las cenizas de las erupciones; la formación de complejos organominerales protege a las sustancias nitrogenadas de la mineralización; los microorganismos presentan una actividad equilibrada. En los suelos desarrollados sobre sedimentos meteorizados y deficientes en elementos nutritivos, la acumulación de materia orgánica y N son generalmente muy superficiales, los árboles presentan un sistema radicular poco profundo y son objeto de una degradación muy rápida cuando se tala y quema el bosque.

En la Figura 7.2 aparece un diagrama estadístico de la distribución, según su contenido de N, de 167 muestras de suelos de América Central, tal como lo publicaron originalmente Díaz-Romeu, Balerdi y Fassbender (21): se trata de las mismas muestras analizadas para C y presentadas en la Figura 2.1. Se observa que el 68.7% de las muestras presentó un contenido entre 0.1 y 0.4% de N, que los valores extremos encontrados fueron de 0.05 y 4.71 por ciento.

Un diagrama similar fue presentado sobre la base de 72 muestras de Guatemala, cuyos resultados fueron publicados por Simmons (90); en éste se encuentran las mismas tendencias halladas en la evaluación, mencionada antes, sobre los suelos de América Central. Esto es comprensible, ya que la influencia volcánica en los suelos de Guatemala también es grande. La confección de estos diagramas de distribución es muy ventajosa porque permite esclarecer los ámbitos y amplitudes que presentan los suelos en algunas de sus características.

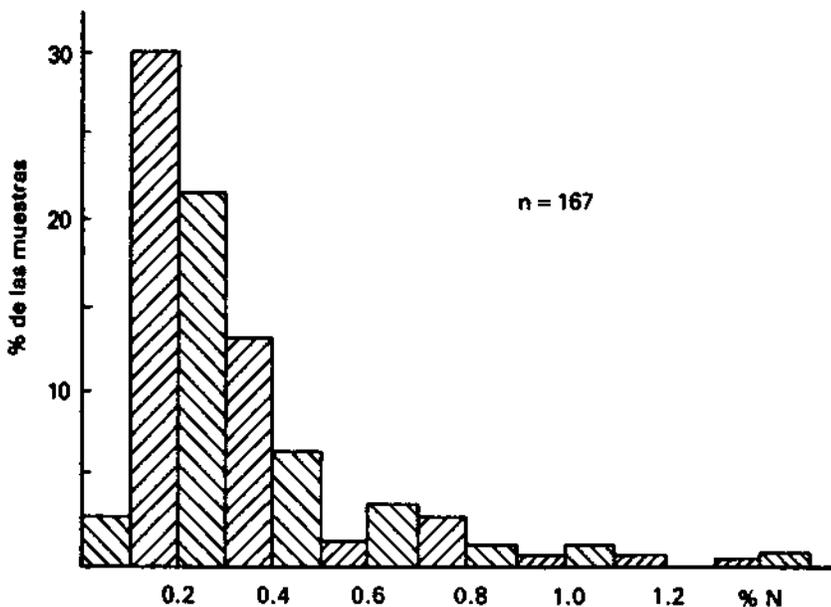
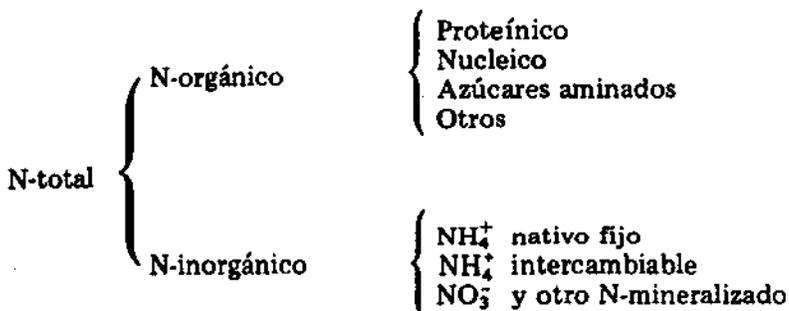


Fig. 7.2. Distribución de algunos suelos de América Central, en función de su contenido de nitrógeno. (Según Díaz-Romeu, Balardi y Fassbender (21)).

Formas de nitrógeno en los suelos

Esquemáticamente las formas de nitrógeno presentes en los suelos podrían agruparse así:



Las técnicas de fraccionamiento del nitrógeno del suelo son complicadas. De acuerdo con las recomendaciones de Bremner (15), se calienta el suelo con 3N ó 6N HCl durante 24 horas; después se pueden diferenciar las siguientes fracciones:

N insoluble en ácido, como residuo --también se puede determinar cómo diferenciar entre N-total y N-hidrolizable--; contribuye con 20 a 35 % del N total.

- NH_3 -N recolectado del hidrolizado por destilación con MgO ; contribuye con 20 a 35 % de N total.
- N de aminoácidos, determinado con ninhidrina amoniacal; contribuye generalmente con 30 a 45 % del N total.
- N de azúcares aminados (hexosaminas), determinado por destilación por tampón fosfato borato; contribuye con cinco al 10 % de N total.
- N hidrolizable desconocido, que contribuye con 10 al 20 % de N total.

Comúnmente, el nitrógeno orgánico representa entre el 85 y 95 % del nitrógeno total. En buena parte su naturaleza química es desconocida. Los compuestos nitrogenados que se acumulan en los suelos, en forma de restos animales y vegetales, tienen en su mayoría naturaleza proteica. Existen algunas pruebas que constatan este hecho; por ejemplo, al atacar al suelo con HCl 6N en caliente, se extrae una serie de aminoácidos que constituyen las proteínas vegetales y animales. Entre el 20 y el 40 % del N de los suelos se presenta en forma de aminoácidos. Entre los aminoácidos se han encontrado: lisina, serina, arginina, alanina, isoleucina, glicina, ácido aspártico, treonina y otros.

Una segunda evidencia de la naturaleza proteica del N orgánico es la liberación de aminoácidos a partir de la materia orgánica; sometiendo a esta última a un ataque con papaína; esta enzima provoca la ruptura de las uniones peptídicas de las proteínas.

Entre los azúcares aminados se han identificado derivados de la glucosa y de la galactosa. La glucosamina y galactosamina pueden constituir entre el cinco y 10 % del N total. Otros compuestos orgánicos como los mucopéptidos (combinaciones de aminoácidos y aminoazúcares), los ácidos teichoicos (polímeros orgánicos fosfatados que contienen alanina) y algunas purinas y pirimidinas (adenina, guanina, xantina, uracil y tiamina), constituyen una fracción menos importante del N orgánico.

Hay otros compuestos orgánicos nitrogenados que posiblemente, entre todos, sumen otro uno por ciento del N total; por ejemplo, una pequeña fracción del nitrógeno que es resistente a la hidrólisis por ácidos o álcalis, aparece en la forma de complejo lignina-amoniaco. En el suelo también están dos complejos carbohidratoproteínicos: péptidos de muramilo y ácido teichoico, ambos, componentes de las paredes celulares bacteriales. Otros compuestos orgánicos en los suelos son: creatinina, alantoína, trimetilamina, colina, etanolamina, histamina, urea, ácido cianúrico.

En formas inorgánicas, el nitrógeno se presenta como óxido nitroso (N_2O), óxido nítrico (NO), dióxido (NO_2) y amoníaco (NH_3), en cantidades mínimas casi no detectables; además, como amonio (NH_4^+), nitrito (NO_2^-) y nitrato (NO_3^-). Por lo general, estas formas inorgánicas constituyen sólo hasta el dos por ciento del N total del suelo. Existen otras formas cristalinas inorgánicas, como las tarakanitas, o sea, fos-

atos amónicoferrialumínicos, que representan a productos de transformación de fertilizantes fosfatados.

La determinación de nitratos, nitritos y amonio se puede realizar en la solución del suelo (ver Capítulo Tercero); el amoniaco cambiante se fija, generalmente, después de su extracción con $N\text{CaCl}_2$ ó $N\text{KCl}$; el NH_3 total inorgánico se extrae, generalmente, con una mezcla ácida de HF y HCl .

El nitrógeno inorgánico de los suelos tiene un ámbito generalmente comprendido entre cinco y quince por ciento. Diversos estudios realizados por Blasco, *et al.* (12) y Klinge (57) (Cuadro 7.3) demuestran que los porcentajes de N inorgánico son altos en suelos de regiones áridas o semiáridas, correspondiendo a los suelos volcánicos los porcentajes menores. Por lo general, el N intercambiante (N-NH_4^+) no supera el dos por ciento del nitrógeno total, aunque hay aumento significativo en las regiones áridas y semiáridas. El denominado amonio nativo fijo tiene un ámbito comprendido entre tres y 13%. El nitrógeno mineralizado (N-NH_3 , N-NO_2 , N-NO_3) en la mayoría de los casos no supera el dos por ciento, aunque el porcentaje puede aumentar considerablemente cuando las condiciones de incubación son óptimas. En el Cuadro 7.3 aparecen algunas cifras para las formas de N inorgánico previamente descritas, según los datos, para suelos de América Latina y publicados por diferentes autores.

El fraccionamiento de todas las formas de nitrógeno hasta ahora ha sido poco estudiado en suelos tropicales. Los resultados obtenidos por Martínez y Blasco (62) en tres suelos cultivados con cacao en Turrialba, Costa Rica, están sumariados en el Cuadro 7.4. El alto porcentaje de N-orgánico en los suelos estudiados se atribuye a la continua adición de residuos vegetales del cacao y de los árboles de sombra (*Erythrina* sp.); y a la influencia de los materiales volcánicos.

Relaciones C/N

Las relaciones C/N son parámetros utilizados en la caracterización del nitrógeno y sus relaciones con la materia orgánica del suelo. Para su cálculo se consideran, por lo general, los valores de N total, los que están constituidos hasta en un 98% por la fracción orgánica. Los valores de la relaciones C/N varían entre ocho y 14. Los valores bajos encontrados en algunos suelos, se explican por la presencia de mayores cantidades de N-inorgánico y, de manera especial, de NH_4^+ fijado en minerales arcillosos. Se han hallado correlaciones exponenciales inversas entre pH y relación C/N, para suelos tropicales de Indonesia (Figura 2.5) y de otras regiones.

CICLO DEL NITROGENO EN EL SUELO

Ciclo del N en la naturaleza

El ciclo del nitrógeno en el suelo es parte del ciclo integral del nitrógeno en la naturaleza. En la Figura 7.3 se observa que el ciclo del N no sólo se limita al ecosistema (ver Capítulo Segundo), sino que implica las interacciones con los animales, el hombre y la atmósfera e hidrosfera. Para un estudio determinado es necesario establecer los límites y componentes del sistema y las transferencias resultantes de

Cuadro 7.3. Formas de N inorgánico en algunos suelos de América Latina.

Autor	Región-grupo de suelos	No. de muestras	Uso del suelo	N-Total g.kg ⁻¹	N-NH ₄ ⁺ (mg.kg ⁻¹)			N-NO ₃ mg.kg ⁻¹
					Total	Fijado	Cambiable	
Blasco <i>et al.</i> ¹²	Sibundoy, Colombia	46	Cultivo	6.75	222.0	149.0	74.0	18.80
			Pradera	5.34	178.0	110.0	67.0	15.70
			Pantano	9.25	184.0	125.0	59.0	7.20
Molina y Blasco ⁶⁴	Pasto, Colombia	30	Cultivo	4.00	166.0	103.0	65.0	---
			Bosque	4.71	164.0	89.0	75.0	
			Pradera	4.03	194.0	124.0	70.0	
Tafur y Blasco ⁶⁰	César, Colombia	8	---	4.31	30.6	22.7	7.9	0.78
Klinge ⁵⁶	El Salvador	17	---	1.12	32.0	---	---	3.50
Klinge ⁵⁷	Amazonas	19	---	-0.36	65.7	---	---	24.60

Cuadro 7.4. Contenido y formas de N en tres suelos de Costa Rica. (Según Martínez y Blasco (62)).

Formas	La Margot		Instituto		Reventazón	
	mg.kg ⁻¹	% del N-total	mg.kg ⁻¹	% del N-total	mg.kg ⁻¹	% del N-total
N-Total	3 563.0	100.0	4 317.0	100.0	6 848.0	100.0
N-orgánico	3 465.4	97.3	4 213.9	97.6	6 684.1	97.6
N-NH ₄ ⁺ inorgánico	97.6	2.7	103.1	2.4	163.9	2.4
N-NH ₄ ⁺ nat-fijo	23.9	0.6	38.6	0.8	75.0	1.1
N-NH ₄ ⁺ intercamb.	73.7	2.5	64.5	1.5	88.9	1.3
N-NH ₃	26.9	0.7	21.5	0.5	27.8	0.4
N-NO ₃ ⁻	41.4	1.1	17.0	0.4	35.0	0.5
N-hidrolizado						
N-total	3 137.5	88.0	3 353.8	77.7	5 597.5	81.7
N-NH ₄ ⁺	996.2	27.9	1 029.3	23.8	1 574.3	22.9
N-aminoácido	1 000.1	28.1	1 088.4	25.1	1 754.6	25.6
Hexosaminas	44.1	1.2	184.1	4.2	176.8	2.5

los procesos de cambio, para así calcular las ganancias o pérdidas del sistema o sus componentes.

Es importante enfatizar que en los procesos químicos y bioquímicos del ciclo de N en la naturaleza participan todas sus formas (moleculares, inorgánicas y orgánicas), resultando así un ciclo muy complejo y *sui generis*. Según Frissell (35) existen 31 procesos de transferencia de nitrógeno en un sistema integral planta-animal-suelo. Los procesos intrínsecos del suelo se verán a continuación; algunos de ellos han sido comentados en el capítulo sobre la materia orgánica.

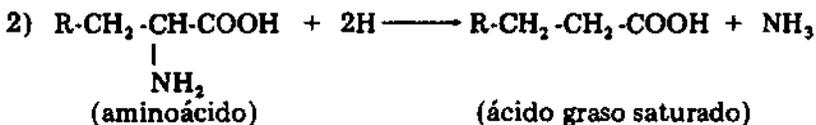
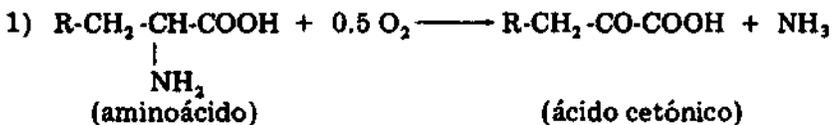
Amonificación y nitrificación

Según la Figura 7.3, el N orgánico ocupa una posición clave dentro del ciclo del N en la naturaleza. Los componentes nitrogenados en la materia orgánica han sido presentados anteriormente (ver Capítulo Segundo).

La mineralización del N consiste en una serie de procesos a través de los cuales los componentes orgánicos, ya sea de la materia orgánica o de los residuos vegetales y animales recién incorporados al suelo se transforman en formas inorgánicas nitrogenadas, tales como NH₄⁺, NO₂⁻ y NO₃⁻. En los procesos de mineralización toman parte los microorganismos del suelo, los que son de gran importancia. La amonificación comprende los primeros procesos de transformación, hasta que las sustancias orgánicas llegan a presentarse como NH₄⁺. La nitrificación comprende la transformación del NH₄⁺ en nitratos, pasando previamente por la forma de nitritos. En oposición con la mineralización está la inmovilización; en este proceso el N-inorgánico es incorporado e inmovilizado temporalmente en los microorganismos.

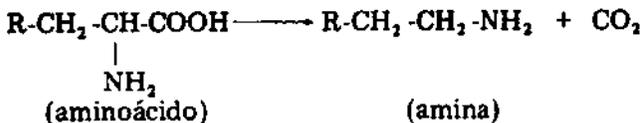
microorganismos (inmovilización); 2) adsorbidos por arcillas, formando complejos organominerales; 3) incorporados en la fracción de humus; 4) utilizados por las plantas; y 5) seguir siendo mineralizados hasta transformarse en amonio. En este último proceso participa nuevamente una serie de microorganismos, como *Bacillus* sp., *Pseudomonas* sp., *Clostridium*, *Escherichia* y *Streptococcus*.

La amonificación de los aminoácidos se produce bioquímicamente a través de procesos de desaminación y decarboxilación, procesos activados por desaminasas y decarboxilasas. A continuación se presentan ejemplos de la desaminación en condiciones oxidativas y reductivas:



Por la desaminación se producen, además del NH_4^+ , ácidos grasos, como el acético, láctico, butírico y compuestos aromáticos como indol, fenol, cresol, eskatol y sus derivados.

Por la decarboxilación resultan aminas metiladas, como la putrescina, cadaverina:



Estos ejemplos y los esquemas correspondientes a la mineralización y a la humificación de compuestos nitrogenados, así como a los factores que los influyen, fueron considerados en detalle en el Capítulo Segundo.

El proceso de mineralización de los compuestos nitrogenados del suelo es lento. Se considera que entre el uno y el dos por ciento del N total es mineralizado por año, y en condiciones de clima templado. Esto se debe a la estabilidad que muestran los compuestos orgánicos nitrogenados del suelo, los que al presentarse en polímeros de composición heterogénea formados por aminoácidos, polifenoles, tienen enlaces tridimensionales que les confieren estabilidad, por lo que el ataque enzimático sólo se puede llevar a cabo en la superficie de estas macromoléculas. Además, la formación de complejos organominerales aumenta la estabilidad de las moléculas. Algunos autores han indicado que muchas moléculas de estos compuestos orgánicos están localizadas en microporos de un diámetro $<1\mu$, donde no pueden ser atacados por microorganismos; en otras palabras, los mi-

croporos con un diámetro $< 1\mu$ son demasiado pequeños para permitir la entrada de ciertos microorganismos.

El NH_4^+ resultante de la amonificación puede ser: 1) absorbido por las plantas; 2) adsorbido por minerales arcillosos, o por la materia orgánica; 3) fijado por minerales 2:1 no expandibles; 4) inmovilizado por microorganismos; 5) lixiviado a través del suelo; y 6) oxidado hasta el nivel de nitratos (nitrificación).

b. Nitrificación. El amonio resultante de la mineralización de N orgánico y, o, aplicado al suelo en forma de fertilizante, es oxidado en el suelo, pasando primero a formas nitrosas y después a las formas nítricas. Al conjunto de estos procesos se le llama nitrificación.

La primera reacción de transformación en nitritos es realizada por bacterias de los grupos: *Nitrosomas*, *Nitrosococcus*, *Nitrosospira*, *Nitrosoglea*. El segundo paso de la transformación a nitratos es realizado por bacterias como *Nitrobacter* y *Nitrocystis*. Las reacciones químicas totales se pueden expresar como sigue:

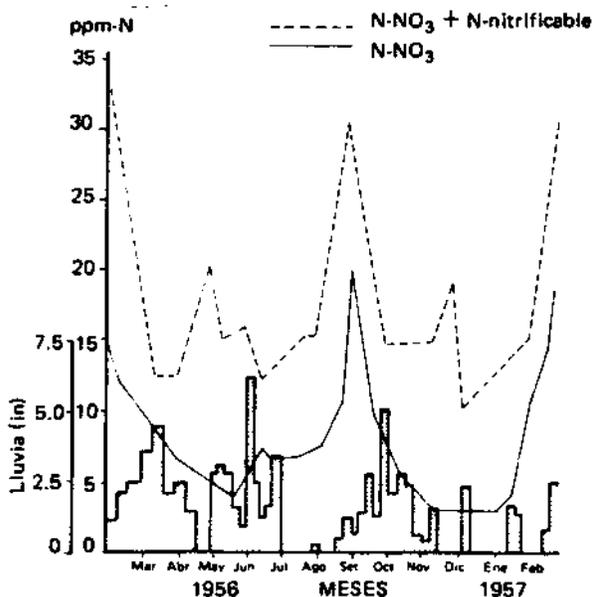
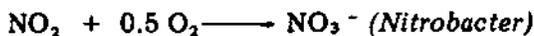
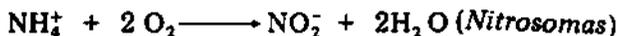
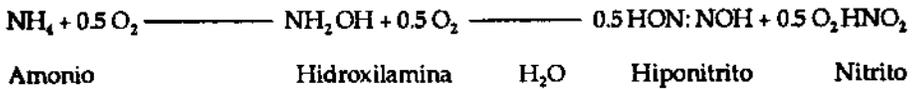


Fig. 7.4. Variaciones estacionales de los nitratos, en un suelo de Ghana. (Según Greenland (38)).

En realidad se producen diferentes productos intermedios en el metabolismo de las bacterias *Nitrosomas*, tales como hidroxilamina e hiponitritos:



En la oxidación de nitritos en nitratos (*Nitrobacter*) no existen productos intermedios. Ambas reacciones tienen lugar al mismo tiempo con una velocidad similar, pues no se ha reportado una acumulación de nitritos en los suelos en condiciones normales. Por el contrario, una acumulación de NH_4^+ es posible en condiciones con inundación y mala aireación.

Las condiciones óptimas para la nitrificación se dan a: temperaturas de alrededor de 25 a 35°C, pH ligeramente ácido y niveles intermedios de humedad; condiciones reductantes inhiben completamente este proceso.

En suelos de áreas tropicales se han hecho estudios sobre el contenido de nitratos y se ha encontrado que existen grandes fluctuaciones estacionales en diferentes condiciones climáticas. Así, la mineralización de la materia orgánica tendría un ritmo cambiante, el que dependería de las condiciones climáticas. En suelos de Trinidad, Uganda, Sudán y Australia, se ha encontrado aumento de nitratos después de la época de sequía. En la Figura 7.4 se observan las relaciones que existen entre la fluctuación de nitratos, la precipitación, el N nitrificable y la humedad del suelo; éstas fueron encontradas por Greenland (38) en suelos de Ghana.

Algunos aspectos de las variaciones estacionales de las formas de N se estudiaron en suelos de Costa Rica (26). Se seleccionaron ocho sitios en condiciones de suelo, clima y vegetación diferentes; se condujo un muestreo mensual y se determinaron el porcentaje de humedad y los contenidos de nitratos y amonio en los suelos. Los resultados en promedio, junto con los de la precipitación pluvial, se presentan en la Figura 7.5. En este estudio se encontró: una dependencia muy marcada de la humedad de los suelos con respecto de la precipitación pluvial; los meses de la estación seca coincidieron con aquellos con menos humedad del suelo; el paralelismo entre los valores del suelo y subsuelo indicaron que el movimiento de agua en ellos era rápido, lo que se explica por la porosidad y estructura suelta de los Andosoles, grupo al que pertenecía la mayor parte de estos suelos. Las variaciones del NH_4^+ no presentaron ninguna tendencia marcada: las fluctuaciones entre los valores en promedio en los diferentes meses no se ajustaron al ritmo pluviométrico, ni a cambios en la temperatura, irradiación solar, ni otros; es más, no se observó un ciclo o tendencia anual en los valores, ya que los iniciales de diciembre de 1968 no se repitieron en el mismo mes de

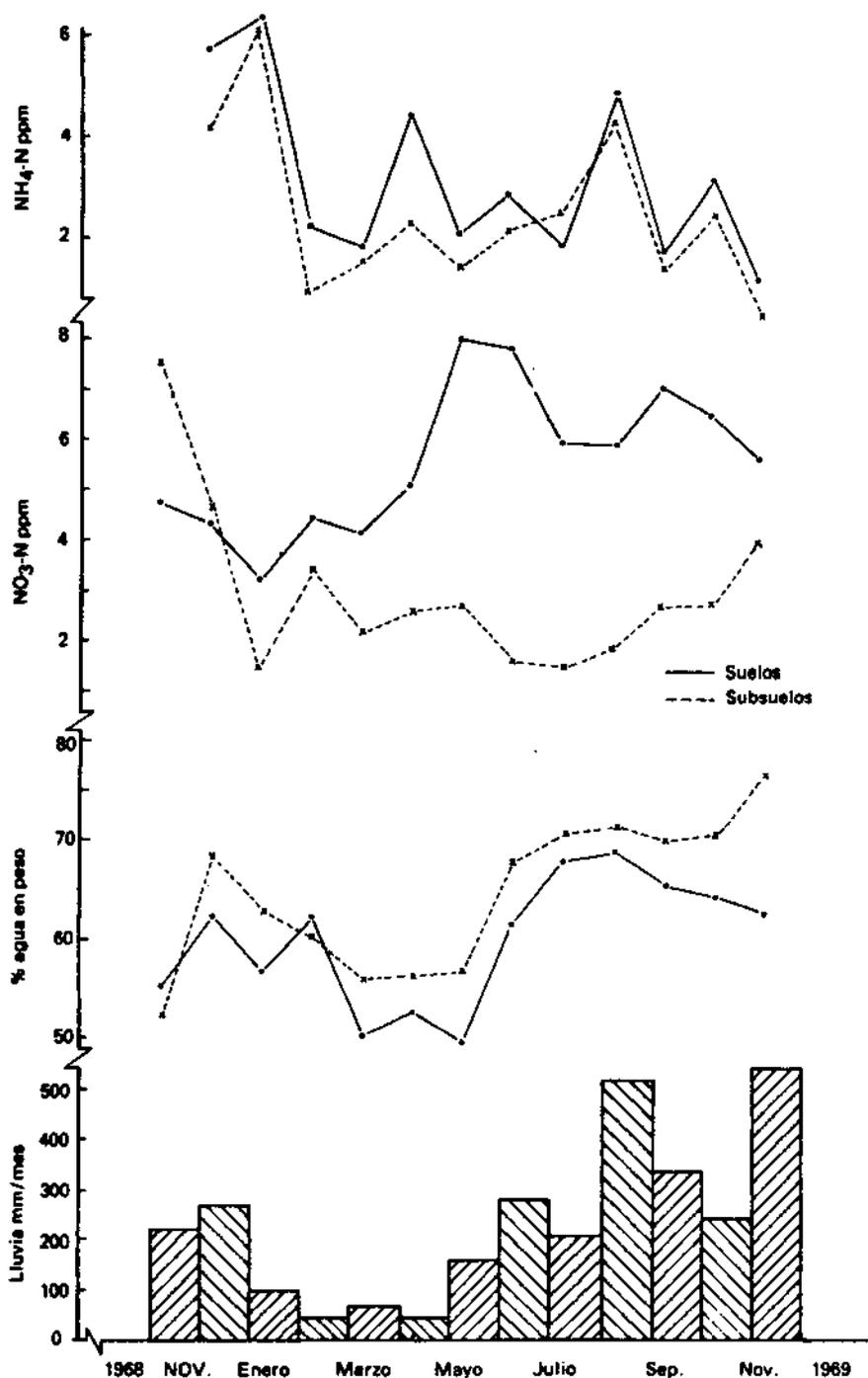


Fig. 7.5. Variaciones estacionales del contenido de humedad, nitratos y amonio en suelos de Costa Rica, (Según Fassbender (26)).

1969. Sólo se observó un paralelismo entre las muestras del suelo y el subsuelo.

Los valores en promedio de los nitratos se ajustaron a la precipitación pluvial y confirmaron las tendencias advertidas en muchos lugares tropicales. Durante la época de sequía se observaron las concentraciones más bajas de $\text{NO}_3^- \text{-N}$ (entre 2 y 5 $\text{mg NO}_3^- \text{-N.kg}^{-1}$ suelo) en el horizonte húmico; al iniciarse las lluvias se produjo una nitrificación muy fuerte, aumentando el contenido de nitratos hasta 6 mg.kg^{-1} de suelo. Por último, los nitratos disminuyeron paulatinamente durante el transcurso de los meses subsiguientes, a través de su lavado en las capas más profundas del suelo. De ese modo en los meses de setiembre a diciembre se produjo una acumulación de nitratos en los subsuelos. Greenland (38) (ver Figura 7.4) realizó un muestreo más detallado de los suelos — en términos quincenales — y observó claramente que el fenómeno de activación de la nitrificación se produjo al iniciarse las dos épocas lluviosas del año.

La acumulación de nitratos se produce tanto en suelos descubiertos como en los cultivados. Este fenómeno no fue completamente aclarado, pero, se han propuesto diferentes mecanismos; algunos autores sustentan la teoría de la fotonitrificación, pues la acumulación es alta en suelos desnudos y se produce, principalmente, en los primeros centímetros de la superficie. Algunos microbiólogos han tratado de verificar esta posibilidad, pero al controlar los microorganismos no se produce la fotonitrificación (10). Esto los lleva a defender la hipótesis de que la acumulación estacional de nitratos se debe a variaciones en la actividad microbiana. Greenland (38) explica que durante la estación seca se da una esterilización parcial del suelo y una acumulación del N-nitrificable, el cual se convierte lentamente en nitratos, cuya producción se hace muy rápida cuando se inician las lluvias.

Algunos autores han tratado de explicar el fenómeno de la ascensión capilar de los nitratos. Así, por la gradiente de humedad existente se produce el ascenso del agua por los poros y al llegar a la superficie se cristalizan y acumulan los nitratos (ver Wetselaar, 109, 110, 111).

Birch y Friend (10) estudiaron el efecto del secado y rehumedecimiento de los suelos, sobre su contenido en nitratos. Determinaron que el secado-humedecimiento provoca cambios físicos en el complejo orgánico del suelo, los que facilitan el ataque microbiano y la acumulación de nitratos.

Esta acumulación de nitratos es de gran importancia en los suelos tropicales y se debe:

- conocer y aprovechar para obtener mayor producción agrícola;
- coordinar con la aplicación de fertilizantes nitrogenados;
- evitar su lixiviación; y
- elaborar sistemas para el manejo de los suelos para regular este fenómeno.

Denitrificación

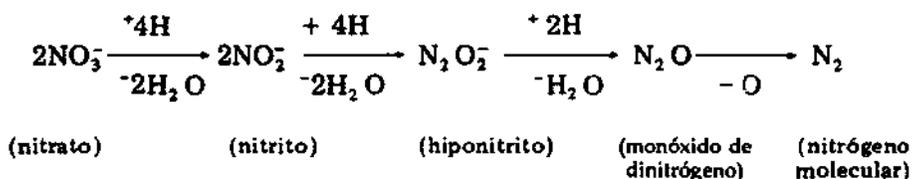
La denitrificación agrupa una serie de procesos biológicos o abiológicos que conducen a la reducción de nitratos, lo que produce pérdidas

de nitrógeno del suelo que, muchas veces, son considerables, tanto del N nativo como del N aplicado en forma de fertilizante.

a. Denitrificación biológica. La denitrificación biológica es producida por microorganismos denitrificantes heterotróficos. Se han registrado 23 géneros de bacterias denitrificantes; entre ellas se encuentran: *Pseudomonas* sp. (el más importante es *P. denitrificans*), *Xanthomonas* sp., *Achromobacter* sp., *Bacterium* sp., y *Bacillus* sp., y algunos microorganismos autótrofos como *Micrococcus denitrificans* y *Thiobacillus denitrificans*.

Estos microorganismos en su mayoría son anaeróbicos facultativos; usan preferentemente el oxígeno como receptor del hidrógeno, pero también pueden usar nitratos y nitritos como substitutos.

En las reacciones de denitrificación hay que considerar los siguientes pasos intermedios:



En cada paso las enzimas son necesarias; la nitrato reductasa actúa en la primera parte de la reacción, y luego la nitrito reductasa y la hiponitrito reductasa.

La velocidad de la denitrificación biológica depende de las condiciones edafológicas. Se ha establecido que ella ocurre cuando el O_2 es limitante y en condiciones de alta humedad (cerca de la capacidad de campo); otros factores, como el pH, temperatura, concentración de nitratos y condiciones redox, también influyen sobre la denitrificación biológica.

Se ha indicado que la denitrificación es mínima en valores de pH 4.8 y que aumenta paulatinamente, para llegar a su grado máximo en valores entre 8.0 y 8.6 de pH. El nivel crítico de humedad sería del 60% de la capacidad máxima de retención de agua de los suelos; esto indica que sólo en condiciones de una alta pluviosidad (contenido de humedad mayor del 60%), o de inundación, se puede producir denitrificación biológica en suelos tropicales. Los suelos arroceros presentan grandes pérdidas de N por la acción bacteriana y dependen especialmente del pH y potencial redox. En valores de pH altos (arriba de 7) N_2O es la forma predominante de pérdidas; en valores de pH más bajos, más bien predomina NO.

b. Denitrificación no biológica (volatilización del amonio). Resulta de reacciones químicas entre los diferentes componentes nitrogenados inorgánicos presentes en el suelo y los aplicados en forma de fertilizante. La volatilización del amonio tiene cada día más importancia debido a: 1) el marcado incremento en la dosis aplicadas de N en la fertilización; 2) el uso creciente de amonio anhidro; y 3) la preferencia de la

urea como fuente de fertilización.

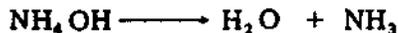
Para condiciones tropicales casi no existe información sobre pérdidas de N de fertilizantes. En el Cuadro 7.5 se presentan algunos resultados, de Acquaye y Cunningham (1), encontrados en suelos de Ghana al aplicar 200 mg N en 100 g de suelo.

Las mayores pérdidas se detectaron para amonio, urea y carbonato de amonio; además estos autores encontraron que el pH, el porcentaje de humedad, la temperatura, la capacidad total de cambio, la localización del fertilizante y el tiempo, son factores que influyen sobre las pérdidas de N.

Existen diferentes reacciones o mecanismos que llevan a la volatilización del amonio; así se tiene:

- 1) En suelos con un pH mayor que siete se produce una volatilización del amonio, en particular si la superficie del suelo se deseca temporalmente.

La volatilización del amonio puede ser un proceso estrictamente inorgánico; por ejemplo, a partir del amonio producido en el proceso de descomposición de la materia orgánica o del aplicado como fertilizante en forma de amonio anhídrido o hidróxido de amonio. Así la reacción sería:

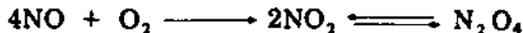


En este caso, las pérdidas pueden llegar hasta el 25 % del N aplicado.

- 2) La descomposición espontánea del ácido nitroso en un medio ácido (pH entre cuatro y cinco). Con un pH mayor que cinco, el ácido nitroso es más estable. La fórmula correspondiente es:



El NO proveniente de la reacción se oxida rápidamente en dióxido de nitrógeno, el cual se encuentra en equilibrio con el tetraóxido:



El dióxido nitroso se disuelve en el agua, según la fórmula:



Así, de estas reacciones resulta un ciclo de descomposición de nitritos.

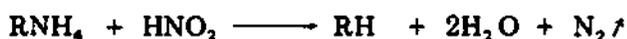
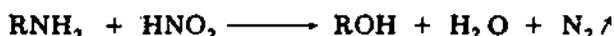
- 3) Otras dos reacciones de volatilización a partir de nitritos del suelo son las descomposiciones de nitritos de amonio:



Cuadro 7.5. Porcentaje de pérdida del nitrógeno por volatilización de amonio durante los primeros siete días después de la aplicación. (Según Acquaye y Cunningham (1)).

Fuente	N perdido (%)
KNO ₃	0.42
NH ₄ H ₂ PO ₄	0.48
NH ₄ VO ₃	0.50
NH ₄ NO ₃	0.84
NH ₄ Cl	1.25
(NH ₄) ₂ SO ₄	1.29
(NH ₄) ₂ HPO ₄	2.39
NH ₄ F	6.28
(NH ₄) ₂ CO ₃	12.04
(NH ₂) ₂ CO	16.37
NH ₄ OH	37.58

y la reacción del ácido nitroso con un grupo alifático aminado:

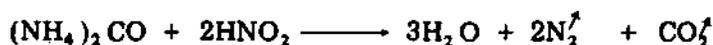
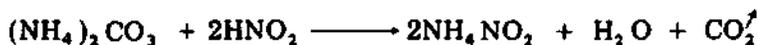
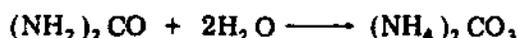


Esta última reacción se denomina de Van Slyke.

- 4) La reacción entre amonio y óxido nitroso es una fuente de pérdida de N en condiciones de acidez y alta temperatura:



- 5) La urea reacciona en el suelo, pudiendo provocar pérdidas de N de acuerdo con las siguientes ecuaciones:



Cuadro 7.6. Fijación del amonio en suelos del Caribe (0-15 cm) después de la aplicación del $2g^{1.5} NH_4-N$ por kg de suelo. (Ahmad, et al. (2)).

Serie de suelo	Inicial	1a. Semana		2a. Semana		4a. Semana		6a. Semana	
	NH_4-N^*	NH_4-N	%df**	NH_4-N	%df	NH_4-N	%df	NH_4-N	%df
Turba de Barataria	323	470	14	420	16	350	14	340	12
Arcilla de Monserrat	279	740	60	730	37	720	57	680	52
Arcilla de Princess Town	349	1 010	59	950	57	690	50	660	45
Arcilla de Sevilla	280	450	45	480	43	470	41	450	41
Arcilla de Talparo	490	1 040	45	990	48	970	46	910	45
Arena fina de Arena	18	20	9	21	14	30	21	25	13
Arena fina de Valencia	104	200	36	200	36	190	35	190	31
Franco pedregoso de Cuffy Gully	104	560	24	560	23	560	18	550	22

* Valores en $mg NH_4-N \cdot kg^{-1}$

** %df = porcentaje de fijación

Intercambio y fijación de amonio

El amonio es un catión (NH_4^+) que participa en los procesos de intercambio catiónico (ver Capítulo Cuarto). Muchos suelos presentan una capacidad de fijación de amonio, especialmente cuando tienen minerales arcillosos del tipo 2:1 (esmectitas, ilitas) con altos valores de capacidad de cambio. Los iones de K^+ y NH_4^+ tienen diámetros similares, y, así, se intercambian en forma no reversible entre los paquetes de tetraedros de Si y octaedros de Al.

Los resultados de un estudio de la fijación de NH_4^+ en algunos suelos del Caribe, originalmente publicados por Ahmad y colaboradores (2), se presentan en el Cuadro 7.6. Las tasas altas de fijación de NH_4^+ están de acuerdo con la composición de las arcillas correspondientes. La utilización del amonio fijado es casi nula, lo que implica una pérdida considerable del N de fertilizantes.

Fijación de nitrógeno

Las principales formas asimilables de N para la planta son la nítrica y la amoniacal. Sin embargo, éstas representan sólo una pequeña fracción del N en la naturaleza y serían insuficientes para satisfacer las necesidades de la vegetación que cubre la corteza terrestre. La mayor reserva de N se encuentra en la atmósfera, donde constituye aproximadamente el 80 % del volumen total. Este contenido atmosférico se aprovecha, en parte, a través de los procesos microbianos de la fijación y de las descargas de N en la precipitación pluvial, cubriéndose así las necesidades de las plantas.

Fijación simbiótica del N

Los microorganismos simbióticos contribuyen con la mayor proporción en la fijación de N. Entre ellos, las diferentes razas del *Rhizobium leguminosarum* (*Bacterium radicola*) son las más importantes; se desarrollan en simbiosis con plantas de las subfamilias Papilionoideae (176 géneros, 2 430 especies), Caesalpinioideae (89 géneros, 983 especies) y Mimosoideae (31 géneros, 1 200 especies), presentes en los trópicos y subtropicos. Entre las leguminosas tropicales más importan-

tes para la fijación de nitrógeno vale mencionar los géneros *Phaseolus*, *Glycine*, *Leucaena*, *Stylosanthes*, *Trifolium*, *Melilotus*, *Medicago*, *Pisum*, *Crotalaria*. Como se observa en el Cuadro 7.7 existe una gran cantidad de otras plantas no leguminosas que fijan el nitrógeno atmosférico. La fijación simbiótica ocurre generalmente en la rizosfera, sin embargo, en algunos casos ocurre en la filosfera (hojas) y tallosfera (tallos).

Algunas de estas especies desarrollan una simbiosis con hongos, como *Actinomyces alni* y *A. elegni*, en sus raíces. Muchas tienen la característica de fijar el N a través de una simbiosis localizada en las hojas. Cada una de las razas de *Rhizobium leguminosarum* vive en simbiosis con un grupo determinado de leguminosas. Se conocen veinte razas diferentes de estas bacterias. Dentro de cada raza existen también subrazas que se caracterizan por su mayor o menor capacidad de fijación. Esto es de gran interés práctico; al inocular leguminosas es importante hacerlo con la raza específica de la bacteria nodulante.

La vida de las bacterias se acomoda al ritmo de la planta hospedera. Las bacterias inoculadas se localizan en el parénquima radical, donde producen una división celular acelerada, haciendo aparecer así los nódulos radiculares. En los primeros días de la inoculación, las bacterias se alimentan exclusivamente de la planta hospedera, se reproducen rápido y al llegar al estado de bacteroides (bacterias en forma de bastoncitos ramificados) empiezan la fijación del N₂. El N inicialmente fijado lo utilizan en su metabolismo, y al aumentar la producción comienzan a ceder N a las plantas; en estados avanzados, hasta un 90 % del N fijado lo aportan a la planta hospedera, etapa que generalmente coincide con la época de mayor necesidad de N en la planta.

El mecanismo de la fijación de N es complicado y aún no se conoce íntegramente. Se sabe que en primer lugar las bacterias oxidan al N y

Cuadro 7.7. Asociaciones simbióticas fijadoras de nitrógeno (Según Graham (37)).

Familia	Género	Microsimbionte	Localización
Casuarinaceae	<i>Casuarina</i>	Actinomiceto	Raíz
Myricaceae	<i>Myrica</i> , <i>Comptonia</i> , <i>Gale</i>	Actinomiceto	Raíz
Betulaceae	<i>Alnus</i>	Actinomiceto	Raíz
Elaeagnaceae	<i>Elaeagnus</i> , <i>Shepherdia</i> , <i>Hippophaë</i>	Actinomiceto	Raíz
Rhamnaceae	<i>Ceanothus</i> , <i>Discaria</i>	Actinomiceto	Raíz
Coriariaceae	<i>Coriaria</i>	Actinomiceto	Raíz
Rosaceae	<i>Dryas</i> , <i>Purshia</i> , <i>Cercocarpus</i>	Actinomiceto	Raíz
Myrsinaceae	<i>Ardisia</i>	Bacterias	Hoja
Rubiaceae	<i>Pavetta</i> , <i>Psychotria</i>	Bacterias	Hoja
Líquenes	<i>Collema</i> , <i>Leptogium</i> , <i>Peltigera lichina</i>	Algas Azules	Tallo
Cycadaceae	<i>Cycas</i> , <i>Stangeria</i> , <i>Encephalartos</i>	Algas Azules	Tallo
Leguminosae	Más de 112 géneros y 1 063 especies conocidas hasta ahora	<i>Rhizobium</i>	Raíz

Stevenson (96), y de FAO (25). La temperatura óptima para la simbiosis leguminosas con *Rhizobium* es entre 18 y 22°C; algunas especies toleran temperaturas extremas hasta de 42°C. Para una fijación óptima de N se requieren valores de 0.5 atm de O₂, lo que indica que el requerimiento de la tensión de oxígeno en la formación de los nódulos es muy baja. Las condiciones de humedad extremas del suelo, tanto de suelos secos como de los permanentemente anegados, tienen un efecto decisivo sobre la efectividad de la simbiosis y la cantidad de N fijado.

Las deficiencias minerales del suelo afectan tanto al crecimiento de la leguminosa como a la formación de los nódulos, a la fijación de N y a la capacidad de las plantas hospedadoras para utilizar el nitrógeno fijado. Las especies leguminosas difieren mucho en su susceptibilidad a la acidez del suelo, pudiéndose desarrollar entre pH 3.5 y 8; las condiciones óptimas, sin embargo, se encuentran entre pH 5 y 6. Los papeles del Ca y Mg no sólo son importantes en la neutralización de los suelos y en la producción de las plantas, sino que influyen bastante sobre la fijación de N; esto fue ampliamente tratado por Norris (69). En la Figura 7.6 se encuentran los resultados obtenidos por Trigoso y Fassbender (104) al estudiar la fijación de N en cuatro leguminosas: *Centrosema pubescens*, *Phaseolus calcaratus*, *Desmodium intortum* y *Glycine javanica*, en diferentes dosis de encalado (Ca + Mg) en un suelo de Costa Rica. El pH óptimo se encontró entre 5.0 y 5.4 para las especies estudiadas; la mayor susceptibilidad la presentó la soya, mientras que el siratro casi no reaccionó al encalado. Confirmando los resultados de Norris (69), en la Figura 7.6 se presentan las correlaciones entre el Mg cambiante y la producción de las plantas; esas correlaciones superan estadísticamente a otras que se basan en características relacionadas con la acidez del sue-

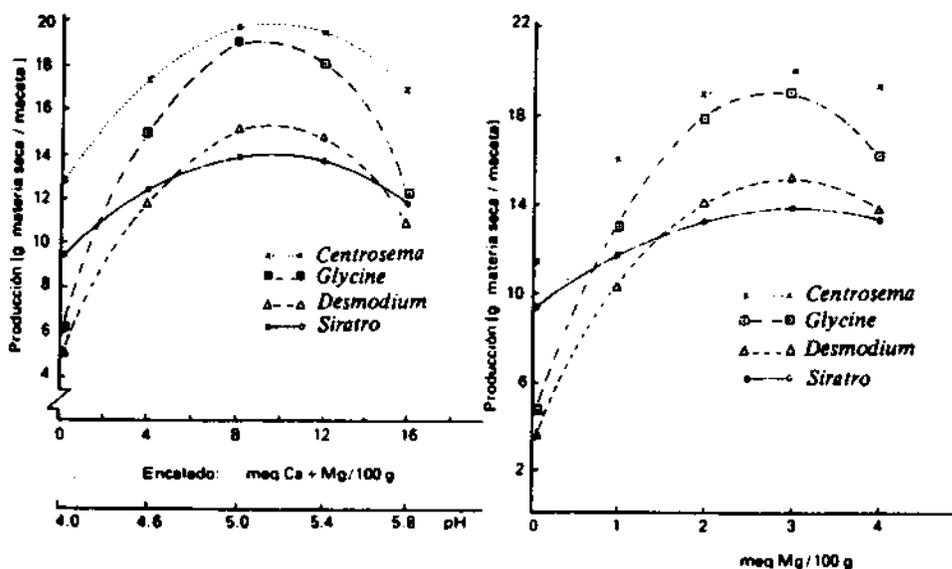


Fig. 7.6. Efectos del encalado y del magnesio cambiables, sobre la producción de materia seca de cuatro leguminosas tropicales (Según Trigoso y Fassbender (104)).

lo y el pH, Al ó Mn-Ca-cambiables. Esto también fue comprobado en investigaciones realizadas en Brasil (ver Döbereiner *et al.* (22); Souto y Döbereiner (93); Ferrari, Souto y Döbereiner (33)). Las leguminosas con *Rhizobium* necesitan cantidades elevadas de fósforo para su desarrollo y fijación óptima de N; este elemento es importante en el proceso metabólico de síntesis proteica, en la nodulación y en el desarrollo de las raíces. Igualmente, los niveles de disponibilidad del boro y molibdeno influyen en la nodulación y fijación de N, ya que ambos elementos forman parte de las enzimas catalíticas del proceso. La necesidad de una aplicación de N para favorecer las fases iniciales de la simbiosis, es muy discutida, especialmente en relación con el tipo de fuente nítrica o amoniacal. Otros elementos, como S, K y oligoelementos, no tienen una influencia tan específica sobre la fijación de N, pero deben estar disponibles en cantidades adecuadas para permitir un buen desarrollo de las plantas y las bacterias.

En el Cuadro 7.8 se dan algunos resultados sobre la fijación de N por leguminosas en áreas tropicales. Los datos muestran una gran variación. En casos extremos se ha informado que el Kudzú tropical ha fijado 1 000 kg N. ha⁻¹.

Fijación biológica asimbiótica

Algunos otros microorganismos libres, asimbióticos, están capacitados para la fijación de N. Son heterótrofos con respecto del carbono:

Cuadro 7.8. Fijación de N por algunas leguminosas tropicales. (Según Henzell y Norris (46); Graham (37)).

Leguminosa	Fijación de N kg.ha ⁻¹
<i>Centrosema pubescens</i>	100-200
<i>Alysicarpus rugosus</i>	33
<i>Cassia occidentalis</i>	16
<i>Clitoria tornata</i>	38
<i>Dolichos lablab</i>	51
<i>Stizolobium deeringianum</i>	84
<i>Stizolobium cochinchinensis</i>	60
<i>Lucerne glauca</i>	325
<i>Lucerne glauca</i>	555
<i>Cajanus cajan</i>	265
<i>Macuna deegeriana</i>	144
<i>Cassia leschenaultiana</i>	92
<i>Phaseolus calcaratus</i>	242
<i>Trifolium subterraneum</i>	100-200
<i>Medicago sativa</i>	50-160
<i>Stylosanthes guanensis</i>	100
<i>Pueraria thunbergia</i>	100
<i>Vigna sinensis</i>	40 - 80
<i>Glycine max</i>	40 - 80

necesitan para su desarrollo azúcares, celulosa o almidón, los que encuentran en el suelo, producidos, muchas veces, por otros microorganismos.

a. **Clasificación de microorganismos participantes.** Los microorganismos que participan en la fijación asimbiótica del N se pueden clasificar como sigue:

- 1) Bacterias heterotróficas aeróbicas: *Achromobacter*, *Azotobacter*, *Aerobacter*, *Azotomonas*, *Beijerinckia*, *Clostridium*, *Pseudomonas* y *Derxia*.
- 2) Bacterias heterotróficas anaeróbicas: *Clostridium*, *Desulfavibrio*.
- 3) Bacterias heterotróficas facultativas anaeróbicas: *Bacillus*, *Klebsiella*.
- 4) Bacterias quimoautotróficas: *Methanobacillus omelianskii*.
- 5) Algas azules-verdes: *Anabaena*, *Anabaenopsis*, *Aulosira*, *Colotrix*, *Cylindrospermuns*, *Nostoc* y *Tolypothrix*.
- 6) Bacterias fotosintéticas: *Chlorobium*, *Chromatium*, *Rhodomicrobium*, *Rhodopseudomonas* y *Rhodospirillum*.

La bacteria *Beijerinckia* es específica de los suelos tropicales, sin embargo su distribución marcadamente tropical no tiene aún una explicación definitiva. Becking (7) indica que los suelos lateríticos lixiviados son un hábitat favorable para esta bacteria, debido a la lixiviación de sales solubles, a la acumulación de Fe y Al, y a la fijación de fosfatos.

b. **Fijación en asociaciones.** En los últimos años se ha dado una importancia muy grande a la investigación de la fijación de N asimbiótica, ya que existe una gran cantidad de asociaciones fijadoras con cultivos tropicales (Döbereiner (22)). Según Vose (108) se ha reportado la fijación asimbiótica en las siguientes asociaciones:

Pasto	<i>Paspalum notatum</i> var. <i>batatais</i>	<i>Azotobacter paspali</i>
	<i>Panicum maximum</i>	<i>Azospirillum lipoferum</i>
	<i>Cynodon dactylon</i>	<i>Azospirillum lipoferum</i>
	<i>Digitaria decumbens</i>	<i>Azospirillum lipoferum</i>
	<i>Pennisetum purpureum</i>	<i>Azospirillum lipoferum</i>
	<i>Spartina alterniflora</i>	<i>Campylobacter</i>
Trigo	<i>Triticum</i> spp.	<i>Bacillus polymyxa</i> <i>Azospirillum brasilense</i>
Arroz	<i>Oryza sativa</i>	<i>Achromobacter</i> Enterobacteriaceae <i>Azospirillum brasilense</i>

Caña de azúcar		
	<i>Saccharum</i> spp.	<i>Azotobacter</i> , <i>Beijerinckia</i> <i>Bacillus</i> , <i>Klebsiella</i> , <i>Derxia</i> <i>Vibrio</i> , <i>Azospirillum</i> Enterobacteriaceae Bacillaceae
Sorgo		
	<i>Sorghum bicolor</i>	
Mijo	<i>Pennisetum purpureum</i>	<i>Azospirillum</i> , <i>Bacillus polymyxa</i> , <i>Klebsiella</i> , <i>Azotobacter</i> , <i>Derxia</i> , <i>Enterobacter</i>
Maíz	<i>Zea mays</i>	<i>Azospirillum lipoferum</i> <i>Azotobacter urelandii</i>

La cantidad de N fijada por los microorganismos no simbióticos no es tan alta como la fijada simbióticamente; varía entre unos pocos $\text{kg N}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$, en condiciones de clima templado, hasta $100 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$, en zonas tropicales. Se cree, sin embargo, que la capacidad de fijación de N de las algas azul-verdes puede ser mayor; éstas se encuentran en suelos arroceros inundados y también tienen gran importancia en los suelos desérticos. Sobre esto es necesario implementar una mayor investigación para aclarar muchos aspectos aún desconocidos.

Deposición de nitrógeno con las lluvias.

En función de las descargas eléctricas y tormentas en la atmósfera se produce energía (hasta 100 000 voltios), con la cual el N molecular (N_2) se oxida a (NO_x) y en las nubes reacciona hasta ácido nítrico (NO_3^-). Con las lluvias se produce así una transferencia de N; las cantidades dependen de la intensidad de las descargas, de la cantidad de lluvia y de la contaminación del aire.

Dentro de un programa de estudios de los ecosistemas forestales de la región occidental de los Andes de Venezuela, se realizaron mediciones de las lluvias y los análisis químicos respectivos. Los resultados de esas experiencias se presentan en la Figura 7.7; los mismos datos, pero en forma comparativa con otros datos de la literatura, se muestran en el Cuadro 7.9.

Las concentraciones de N oscilan entre 0.39 y 1.11 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$; en un promedio de 0.64 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ presentan un coeficiente de variación bajo (5.6%).

La tasa de deposición anual ($9.9 \pm 0.56 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$) queda dentro del marco de los valores encontrados en la literatura para áreas tropicales, los cuales oscilan entre 4.8 y 35.4 $\text{kg N}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ (Cuadro 7.9). Los valores expuestos en la literatura son muy variables, ya que como fuente más importante del nitrógeno se consideran las descargas eléctricas de las nubes con formación de rayos, dentro de los cuales se alcanzan tensiones muy altas capaces de inducir la oxidación del nitrógeno atómico atmosférico. En el área de estudio es factible que la quema de gases excesivos mediante la extracción del petróleo, en las regiones del lago de Maracaibo, genere la volatilización de gases nitrogenados que suban con los vientos ascendentes en los flancos de los Andes, contribuyendo notablemente a los valores

encontrados. A partir de la industria petroquímica en El Cardón y Amuray (Coro), Curazao y Aruba, resultan seguramente gases nitrogenados que influyen en los valores hallados.

El pH de las muestras analizadas oscila entre 3.83 y 6.21 y alcanza un promedio de 4.55 (Figura 7.7). De acuerdo con la citada Figura no se puede encontrar una tendencia definida en el año en que se hizo las mediciones. La reacción de las aguas formadas de lluvia se encuentra en el ámbito de mediana acidez. Asimismo las mediciones del pH,

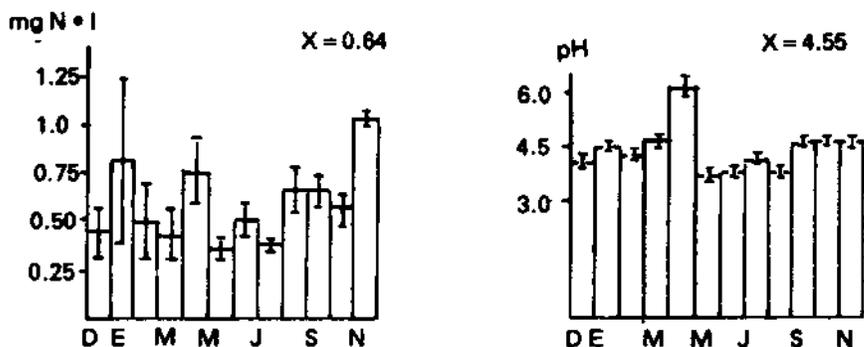


Fig. 7.7. Concentración de nitrógeno y pH de las aguas de lluvia en los flancos nor-orientales de los Andes de Venezuela. (Según Steinhardt y Fassbender (95)).

Cuadro 7.9. Tasas de deposición de elementos químicos ($\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$) en lugares tropicales y templados. (Según Steinhardt y Fassbender (95); Jordan, *et al.* (55); Santana y Cabala (85); Hendry, *et al.* (45)).

Lugar	País	N	P	S	Cl	Na	K	Ca	Mg
San Eusebio	Venezuela	9.90	1.10	11.8	59.40	3.26	2.60	5.60	5.23
Variación estándar (\pm)		0.56	0.19			0.45	0.10	1.76	0.05
Santa Fe	Panamá	—	0.95	—	—	30.70	9.50	29.30	4.86
Adiorodoumé	Costa Marfil	21.20	2.30	—	—	—	5.50	30.00	7.00
Kade	Ghana	14.00	0.42	—	—	—	17.50	12.70	11.33
Younde	Camerún	12.00	1.70	—	—	—	12.00	3.80	1.50
Samaru	Nigeria	4.80	—	—	—	61.11	37.20	1.00	2.95
Kampala	Uganda	19.10	—	7.60	11.40	21.70	21.60	—	—
	Zaire	6.4	—	4.60	3.50	1.70	2.00	3.90	1.07
	Gambia	35.40	0.25	—	—	8.10	4.30	2.90	—
Manaos	Brasil	10.00	0.30	—	—	—	—	3.7	3.0
San Carlos	Venezuela	20.6	26.9	—	—	—	13.3	11.6	3.5
Turrialba	Costa Rica	5.0	0.2	9.0	11.1	5.5	3.2	1.1	1.7
Ileheus	Brasil	22.9	—	—	—	—	21.4	17.9	11.7
El Verde	Puerto Rico	14.00	—	—	—	135.10	—	33.60	26.28
Berkeley	EE.UU.	2.00	0.81	14.51	5.81	6.60	1.72	2.20	0.33
Hubbar Brook	EE.UU.	22.60	0.13	38.40	7.01	1.59	0.89	2.17	0.58
				± 2.50		± 0.12	± 0.19	± 0.12	± 0.07
Solling	Alemania	22.60	0.80	24.10	16.00	7.20	3.70	14.40	2.40

efectuadas en aguas de lluvia en Manaus, han arrojado valores comparables; así en 43 muestras correspondientes con la época lluviosa, se determinó un valor promedio de 4.65 pH; y en diez muestras de la época seca mostraron un promedio de 4.54 pH. Una explicación de las fuentes de hidrógeno en la atmósfera no es por ahora factible. Los valores de H correlacionan significativamente con el cloro ($r = 0.757$) y el azufre ($r = 0.386$); es probable que la formación y disociación del HCl y H_2SO_4 en las nubes constituyan una fuente importante del hidrógeno.

Lixiviación de nitrógeno

La lixiviación del nitrógeno es posiblemente la pérdida más notable del mismo, junto con la pérdida por absorción de las plantas. La lixiviación ocurre en forma de NO_3^- y NH_4^+ , los cuales se presentan en la solución del suelo, la que, a su vez, percola por gravedad pasando al agua freática.

La información sobre este proceso, sin embargo, es hasta ahora muy somera, ya que las técnicas para su investigación son muy complicadas. Por un lado es necesario conocer la cantidad de agua del suelo que es lixiviada y, por otro lado, es imprescindible obtener muestras de agua para su análisis químico.

En suelos en bosques naturales se estima una lixiviación de 5 a 20 $kg \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ (Grimm y Fassbender (41); Odum y Pigeon (75), Jordan, *et al.* (55), ver Cuadro 7.11). Las pérdidas por lixivación aumentan, generalmente, con la irrigación y la aplicación de fertilizantes, llegando a alcanzar magnitudes hasta de 80 $kg \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ (Robertson, *et al.* (79)).

Balances de nitrógeno

La investigación completa del ciclo del nitrógeno en un ecosistema implica una evaluación integral de todos los procesos de transformación y transferencia que ocurren en el mismo (ver Capítulo Segundo, Figura 2.12). La complejidad de estos balances de elementos nutritivos, especialmente del nitrógeno, se puede ver en la Figura 7.8, donde están presentados los procesos de transferencia y cambio en un sistema suelo-planta-animal. Los procesos más importantes de ganancia de nitrógeno en el suelo son:

- Fertilización.
- Fijación biológica simbiótica y no simbiótica.
- Fijación no biológica (deposición con lluvias).
- Deposición de residuos vegetales.

Los procesos más importantes de pérdida son:

- Absorción por las plantas.
- Lixiviación o percolación.
- Denitrificación.
- Erosión.

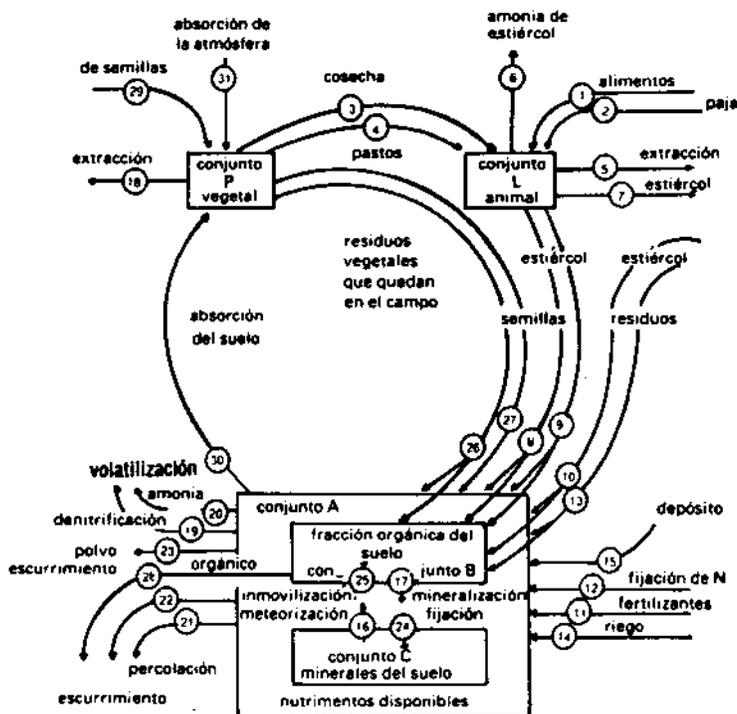


Fig. 7.8. Representación de los procesos de transferencia de elementos nutritivos en un sistema suelo-planta-animal. (Según Frissell (35)).

En el Cuadro 7.10 se presentan los balances de N para algunos ecosistemas agrícolas de EE.UU. y los que fueron publicados originalmente por Hauck y Tanji (44). Además de la complejidad de los estudios, Legg y Meisinger (60) indican que una evaluación de la literatura es difícil debido a la falta de precisión en las descripciones de los métodos experimentales y a la falta de seguridad estadística. Las investigaciones al respecto en áreas tropicales son aún muy escasas, en el capítulo siguiente se verán algunos ejemplos.

CICLO DEL NITROGENO EN ECOSISTEMAS TROPICALES DE AMERICA LATINA

Ecosistemas forestales pluviosos

El desarrollo de modelos matemáticos para interpretar la estructura y el funcionamiento de ecosistemas forestales es el resultado de la ecología moderna; hasta ahora esos modelos han sido poco aplicados en ecosistemas tropicales de América Latina y, además, el grado de detalle utilizado es muy diferente. Actualmente existe consenso en que un estudio completo del ecosistema implica la evaluación de las reservas y la medición de los procesos de transferencia. En el Cuadro 7.11 se sumarizan los datos disponibles en la literatura sobre América

Cuadro 7.10. Balances de nitrógeno de algunos ecosistemas agrícolas de EE.UU. (Según Hauck y Tanji (44)).

	Maíz grano (Indiana)	Soya grano (Arkansas)	Trigo (Kansas)	Papas (Maine)	Algodón (California)
(en kg de N.ha ⁻¹ .a ⁻¹) (t = trazas)					
N-ganancias					
Fertilizante	112	—	34	168	179
Fijación	t [*]	123	t	t	t
Irrigación	10	—	—	—	50
Deposición lluvia	—	10	6	6	3
Residuos cosecha	41	30	20	65	48
Total	163	163	60	239	280
N-pérdidas					
Absorción plantas	126	120	56	145	127
Denitrificación	15	15	5	15	20
Volatilización	t	t	t	t	t
Percolación	15	10	4	64	83
Ecurrimiento (inorgánico)	6	3	1	5	50
Ecurrimiento (orgánico)	10	13	4	10	t
Erosión viento	—	t	t	t	t
Total	172	161	70	239	280
N-Ganancias-Pérdidas	-9	2	-10	0	0

Latina y de otros continentes con áreas tropicales o subtropicales (bosque de algarrobo (*Prosopis* sp.) en Sonora, California, EE.UU.).

Para la cuantificación de la dinámica se han utilizado diferentes índices; algunos de ellos se han incluido en el Cuadro 7.11:

a. Índice de reservas de vegetación. Reservas en el suelo definidas matemáticamente como:

$$\frac{\text{Reservas en vegetación + mantillo (kg.ha}^{-1}\text{)}}{\text{Reservas en el suelo mineral (kg.ha}^{-1}\text{)}}$$

Cuanto menor es el índice, mayor es la estabilidad del sistema, ya que la reserva de N se encuentra en el suelo.

b. Índice de transformación de la vegetación (*turnover*). Definido

matemáticamente como la diferencia entre ingresos (lluvia, fijación de N) y egresos (producción de residuos, escurrimiento de tallos y hojas) en el comportamiento de la vegetación; se expresa como masa en unidad de superficie y tiempo ($\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$).

c. Índice de ingreso-reserva en la vegetación. Definido matemáticamente como:

$$\frac{\text{Reservas en la vegetación + mantillo (kg} \cdot \text{ha}^{-1} \text{)}}{\text{Ingreso en el ecosistema (kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1} \text{)}}$$

Este índice implica los años necesarios para llenar la reserva encontrada en la vegetación, en función de la ganancia atmosférica encontrada.

En la Figura 7.9 se presenta el modelo del ciclo del N en el ecosistema forestal pluvial montano de San Eusebio de Mérida, Venezuela. Sus valores se pueden comparar con los de otros ecosistemas, de acuerdo con el Cuadro 7.11.

Para calcular las cantidades de nitrógeno total acumuladas en los diferentes compartimientos del ecosistema, es necesario conocer las reservas de materia orgánica y el contenido de nitrógeno correspondiente. Las reservas de nitrógeno en los ecosistemas estudiados oscilan entre 2 100 y 13 400 $\text{kg} \cdot \text{N} \cdot \text{ha}^{-1}$ en la vegetación. Como fuente de ganancia se considera al agua de lluvia ($9.9 \text{ kg} \cdot \text{N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$), y como fuente de pérdida, a la lixiviación del agua freática ($5.1 \text{ kg} \cdot \text{N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$); aunque los rodales se encuentran en pendientes, los movimientos laterales de ganancia y pérdida se han considerado equiparables. Así, con la acumulación de $4.8 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ y con las posibles ganancias a través de la fijación simbiótica, a largo plazo se han acumulado reservas de N que se encuentran distribuidas en los diferentes compartimientos del ecosistema; del total de $11\,732 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ se encontró en formas correspondientes a la vegetación: el 9%, al mantillo: el 6% (incluye madera muerta), y al suelo mineral (0-40 cm): el 85%. De esta distribución resulta una gran estabilidad del ecosistema. La acumulación en las capas de mantillo y en la vegetación equivalen a su deposición con las lluvias en 176 años.

Las reservas totales de N en los ecosistemas son muy variables, oscilando entre 2 087 (Caatinga en Río Negro, Venezuela) y 7 640 $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ (Kerigoma, Papúa). Los valores son generalmente explicables en relación con la localización de los sitios experimentales y con las interacciones suelo-clima en función de la productividad del sistema y la descomposición de la materia orgánica.

A excepción de los ecosistemas de Manaos (Brasil) y Caatinga de Río Negro (Venezuela), las reservas en el suelo son más altas que en la vegetación. Ello implica una estabilidad del ecosistema, especialmente si se piensa en la utilización o destrucción de la vegetación por el hombre o por catástrofes naturales.

El índice de *turnover* representa, prácticamente, la absorción anual de N del ecosistema; esto es, suponiendo que los ecosistemas se encuen-

Cuadro 7.1.1. Reservas y transferencias de N en ecosistemas forestales tropicales.

	Fitoomas			Reservas (kg. ha ⁻¹)				Transferencias (kg. ha ⁻¹ a ⁻¹)				
	Área	Raíces	Mantillo	Suelo (cm)	Total suelo	Vegetación	Littera (above)	Littera (below)	Escuirción	Vegetación	Escuirción	Turnover
Ecosistemas Montanos Pluviales												
San Buebio	928	231	583	9 984(40)	11 726 0.15	9.9	176	8.6	182.0	—	5.1	168
Venezuela												
Blus Forest												
Jamaica												
	426	—	—	9 000(45)	9 426 0.22	—	—	—	—	—	—	—
	857	—	—	7 000(45)	7 857 0.11	—	—	—	—	—	—	—
El Verde	1 021	27	130	4 600(50)	5 778 0.23	10	117	70	160	88	30	250
Puerto Rico												
Karigoma	1 377	163	150	6 050(25)	7 640 0.26	—	—	—	—	—	—	—
Papúa												
	2 645	586	77	1 421(30)	4 704 2.30	6	547	—	—	—	5	—
Ecosistemas Pluviales de Llanuras												
Manaco												
Brasil												
Magdalena	741	—	672	5 350(50)	6 763 0.26	—	—	—	—	—	—	—
Colombia												
	1 011	—	650	4 826(50)	6 489 0.36	—	—	—	—	—	—	—
Río Negro												
Venezuela												
	336	634	132	785(50)	2 087 1.66	21	63	9.0	28	—	13	16
	1 084	586	406	3 507(50)	5 583 0.49	12	173	25.0	61	16	14	76
Llanos Occidentales												
Venezuela												
Kade	1 788	211	35	1 633(30)	3 670 1.34	15	142	12.0	240	—	—	237
Ghana												
Banco, <i>et al.</i>	1 400	—	—	6 600	7 200 0.24	21	58	60.0	168	—	—	226
Costa Marfil												
Yapo	1 000	—	—	2 600	3 600 0.38	31	—	—	—	—	—	136
Ecosistemas secos estacionales de Llanuras												
Belice												
High Bush	690	—	480	7 500(36)	8 670 0.13	—	—	—	—	—	—	—
Sonora	203	—	65	13 150(36)	13 416 0.02	—	—	—	—	—	—	—
California, EE.UU.	54.6	—	17.4	4 090(50)	4 182 0.02	0.12	535	—	—	—	—	46.3
												56.7
												1.3
												4.6

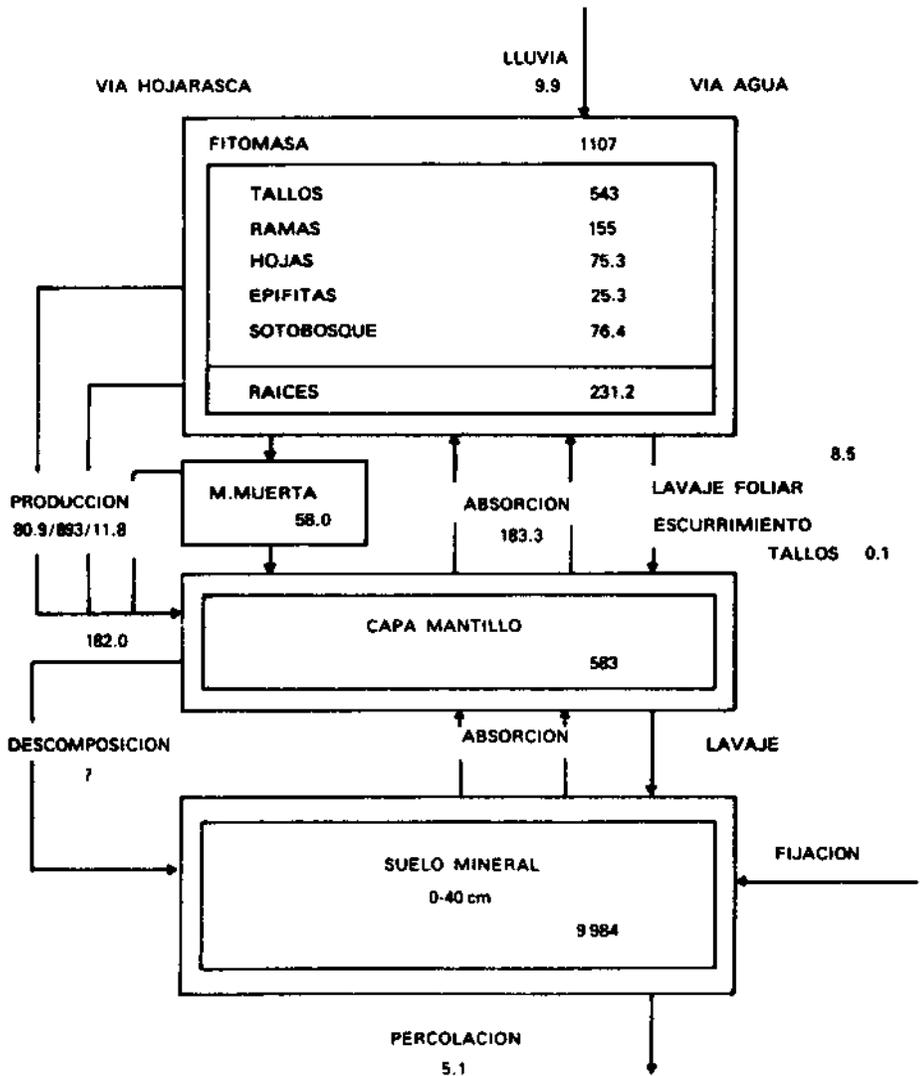


Fig. 7.9. Ciclo del nitrógeno en el ecosistema montaño de San Eusebio, Venezuela. (Grimm y Fassbender (40); Fassbender y Grimm (29, 30)). Dimensiones: Reservas en $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1}$; transferencias en $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$.

tran en estado clímax, donde la producción es igual a la descomposición. Los valores son altos (entre 169 y 237 $\text{kg N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$), a excepción del ecosistema de Caatinga en Río Negro (16 $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$). La producción de residuos alcanzó 182 $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$; la tasa de su descomposición no es conocida.

Ecosistemas forestales secos estacionales

En la literatura se han encontrado sólo tres ejemplos de estudios

del ciclo del N en este tipo de ecosistemas. El ecosistema *High Bush* de Yucatán, Belice, es un bosque mixto con árboles de madera dura, con predominancia de *Guazuma ulmifolia*. El ecosistema *Cohune Ridge* se caracteriza por la predominancia de *Orbignya cohune* (Arnason y Lambert (3)). Los estudios de la dinámica estacional de un bosque de *Prosopis* sp. fueron conducidos por un grupo de la Universidad de California (Rundel, et al. (81)); esta última especie es típica de zonas secas de América Latina. El ciclo del nitrógeno en estas comunidades se caracteriza por las cantidades limitadas de N en la vegetación (número de unidades por hectárea) y su acumulación en el suelo, especialmente bajo la copa de árboles leguminosos (ver Cuadro 7.11).

Ecosistemas de sabanas

Las sabanas ocupan alrededor de 300 millones de hectáreas en América del Sur. En la Figura 7.10 (Medina (63)) se presenta el balance de N en una sabana de *Trachypogon* en Calabozo (Venezuela) las reservas de N en la vegetación alcanzaron $38.3 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$; 23.7 en las partes aéreas y 14.6 en las raíces.

Como resultado de las quemas se pierden $8.5 \text{ kg N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$, mientras que las ganancias con la lluvia son de $2.0 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$.

La absorción por la vegetación es de $14.8 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$, mientras que el N total requerido para formar los tejidos vegetales es de $30 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$. Las pérdidas de N por quemas son probablemente compensadas por la fijación, pero no existen datos para estas sabanas.

NITROGENO EN SISTEMAS DE PRODUCCION

Efecto del fuego sobre el nitrógeno de los restos vegetales

El fuego es una de las herramientas más valiosas utilizadas por el hombre en la implementación y manejo de la agricultura. Después de la tala de bosques o de vegetación primaria, generalmente se usa el fuego para la limpieza de los campos; y ello, como acción previa a su utilización agrícola. Igualmente el fuego se aplica para quemar los restos de las cosechas, y así mantener los suelos libres de desechos. La quema anual de las praderas es también muy generalizada, buscándose con ello la renovación de los pastizales. Con todo, los estudios integrales sobre el efecto del fuego en los ecosistemas y en los sistemas de producción son muy escasos. No obstante, sí se sabe que las altas temperaturas que se alcanzan al quemar restos vegetales, repercuten especialmente en la materia orgánica, en la microflora, en la fauna y en los elementos nutritivos del suelo, incidiendo así sobre su fertilidad (ver Capítulo Segundo).

No existen datos exactos sobre el área de los terrenos que son "quemados" anualmente. En la mayor parte de los campos ganados para los sistemas de agricultura, inmigratoria o rotativa (milpa, chacra, conuco, roca, *shifting cultivation*), estimados en $3.6 \cdot 10^{12}$ hectáreas, se ha utilizado el fuego para la limpieza de los restos que deja el derribo de la vegetación. La magnitud del área donde se queman anualmente los restos de las cosechas es muy difícil de estimar. La quema natural o inducida de las praderas puede alcanzar hasta el 40 y 50% del área de

pastizales, lo que en áreas tropicales se estima en $2.9 \cdot 10^{12}$ hectáreas.

Los efectos que la temperatura del fuego produce sobre el suelo, son múltiples. Entre 200 y 300°C , la oxidación de la materia orgánica y la volatilización del CO_2 resultante aumentan rápidamente; en forma paralela se volatilizan sustancias nitrogenadas (N_2) y azufradas (SO_2), (ver Figura 2.17). Según Nye y Greenland (73, 74), en Ghana, Nigeria y Ceilán se produjeron pérdidas de 310, 134 y 210 $\text{kg N}\cdot\text{ha}^{-1}$ respectivamente al quemar la vegetación del bosque natural.

En un estudio en condiciones de laboratorio, siete muestras de suelos derivados de cenizas volcánicas (de Pasto y Cali, Colombia) y con altos contenidos de C y N (promedio 7.1 y 0.49%), fueron sometidas, en estufas de secado durante cuatro horas, a temperaturas de 40, 105, 300 y 500°C (Fassbender (31)). En los valores correspondientes al C y N presentados en la Figura 7.11 se observan los notables cambios en la materia orgánica por las temperaturas altas de 300 y, especialmente, 500°C . En promedio, el humus disminuyó de 7.14 a 3.10% C. a los 300°C , y a 0.32% a los 500°C . Para el N, la disminución fue aún mayor, de 0.49 a 0.06%, después del tratamiento de 500°C .

Sin embargo para comprender la magnitud del efecto, es necesario discutir sobre las temperaturas generadas por la quema, su duración y su alcance en la profundidad del suelo. Según la información escrita, las temperaturas superiores a 300°C son muy esporádicas y posiblemente localizadas en zonas de incineración de restos gruesos (ramas y tallos), alcanzando profundidades de sólo uno o dos centímetros; en todo caso, esas temperaturas son de corta duración al tratarse de la quema de restos finos y bien secos.

En función de la densidad aparente y su contenido en C y N se pueden calcular las respectivas reservas en el suelo: a un centímetro de profundidad en los suelos estudiados, los valores de C oscilan entre 3 100 y 7 700, con un promedio de 4 890 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$. Los valores respectivos para el N son 220 y 560, y 340 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ en promedio. Así, las pérdidas con una temperatura de 300°C alcanzarán valores aproximados de 2 000 kg C y 190 $\text{kg N}\cdot\text{ha}^{-1}$; valores dentro de los límites reportados en experimentos de campo. La relación C/N se mantuvo en un valor de 14 en los tratamientos de secado a 40 y 105°C , y disminuyó en promedio a 6.9 y 4.9 al aumentar la temperatura a 300 y 500°C respectivamente (Figura 7.11); y ello como resultado de la volatilización diferenciada del C y N, lo que ya fue examinado.

Las cenizas que quedan en el campo, después de la quema, tienen una composición química que es alta en elementos nutritivos (Cuadro 7.12). Así si bien existen las pérdidas arriba mencionadas, las cenizas se depositan sobre el suelo como una fuente directa de elementos; según Seubert, *et al.* (88). Al quemar un bosque de 17 años en Yurimaguas, Perú, por efecto de las cenizas, se adicionaron 67, 6 y 38 kg , respectivamente, de N, P y K por hectárea.

La selección del método de limpieza del campo para iniciar la agricultura es seguramente un factor decisivo para la productividad del suelo. Algunos experimentos realizados en América Latina han demostrado que la tala y quema son más favorables que otros métodos, justa-

mente, por la adición de cenizas. Los métodos mecánicos producen, además, una seria compactación del suelo.

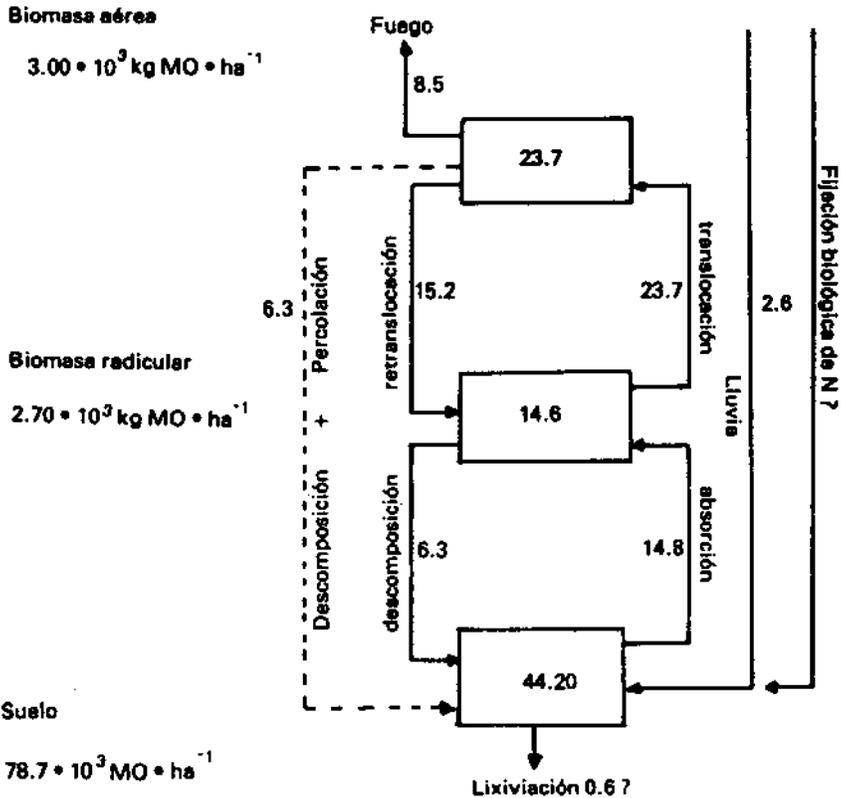


Fig. 7.10. Balance de N en sabanas de *Trachypogon* en Calabozo, Venezuela (Según Medina (63)).

Nitrógeno en sistemas de producción agrícola

A pesar de la gran cantidad de investigaciones sobre fertilización nitrogenada, la información sobre las necesidades de N en los diferentes cultivos tropicales es limitada. En el Cuadro 7.13 aparecen estimaciones, de acuerdo con la compilación de Sánchez (83) sobre la remoción de N y otros elementos nutritivos, por diferentes cultivos. La mayor dificultad para obtener tales datos es que generalmente se han estudiado los rendimientos (en granos, tubérculos y otros), pero no se han medido los residuos aéreos ni los radiculares.

Aunque se ha reconocido la importancia de modelos de nitrógeno para cultivos, evaluándose las reservas en el agroecosistema y las transferencias, hasta ahora existen muy pocos estudios integrales al respecto. Los valores obtenidos por Valdivia (105) para la caña de azúcar, se presentan en la Figura 7.12. Según ella, la caña de azúcar cultivada en

la costa de Perú requiere una fertilización de 300 kg.ha^{-1} para obtener rendimientos económicos máximos. Cerca de 24 kg.ha^{-1} se añaden con el agua de riego. El 1.2% del nitrógeno total del suelo se encuentra en forma disponible durante la época de crecimiento. La parte aérea de la planta contiene entre 210 y 240 kg N ha^{-1} ; un 70% de esta cantidad es explotada con la caña que va al molino y el resto se pierde por quema antes del corte.

Los aspectos del manejo de la fertilización húmica del nitrógeno: residuos vegetales, materiales de cobertura, *compost*, abonos verdes, residuos de ciudades (basuras y aguas negras), y rotaciones de cultivos, han sido discutidos en el Capítulo Segundo, como el manejo de la materia orgánica en sistemas agrícolas semipermanentes y permanentes. Todos los aspectos presentados se pueden extrapolar al nitrógeno, ya que éste es un componente muy importante de estos materiales.

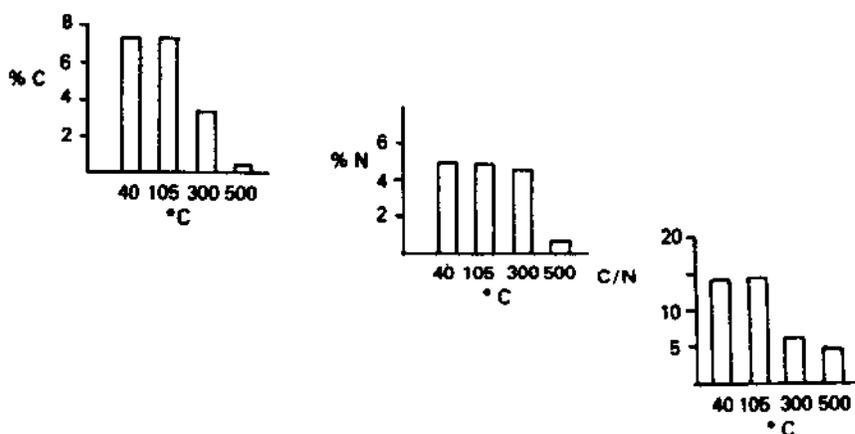


Fig. 7.11. Efecto de las temperaturas sobre el C y N del suelo (Según Fassbender (31)).

Nitrógeno en sistemas de producción forestales

La mayor parte de la información sobre el ciclo del N en plantaciones forestales se limita a ecosistemas de áreas templadas. Para los suelos utilizados como base de plantaciones forestales en áreas templadas se pueden ampliar todos los conceptos anteriormente expuestos. En las plantaciones forestales resulta un ciclo interno cerrado de N, donde los residuos vegetales constituyen paulatinamente la capa de mantillo y después de su descomposición se libera N-inorgánico que es absorbido por los árboles. Las cantidades de N en los residuos vegetales generalmente oscilan entre 40 y $80 \text{ kg N.ha}^{-1} .a^{-1}$

En la Figura 7.13 se presentan, a modo de modelo de N, los resultados obtenidos por Nwoboshi (72) en una plantación de teca de 25 años en Nigeria.

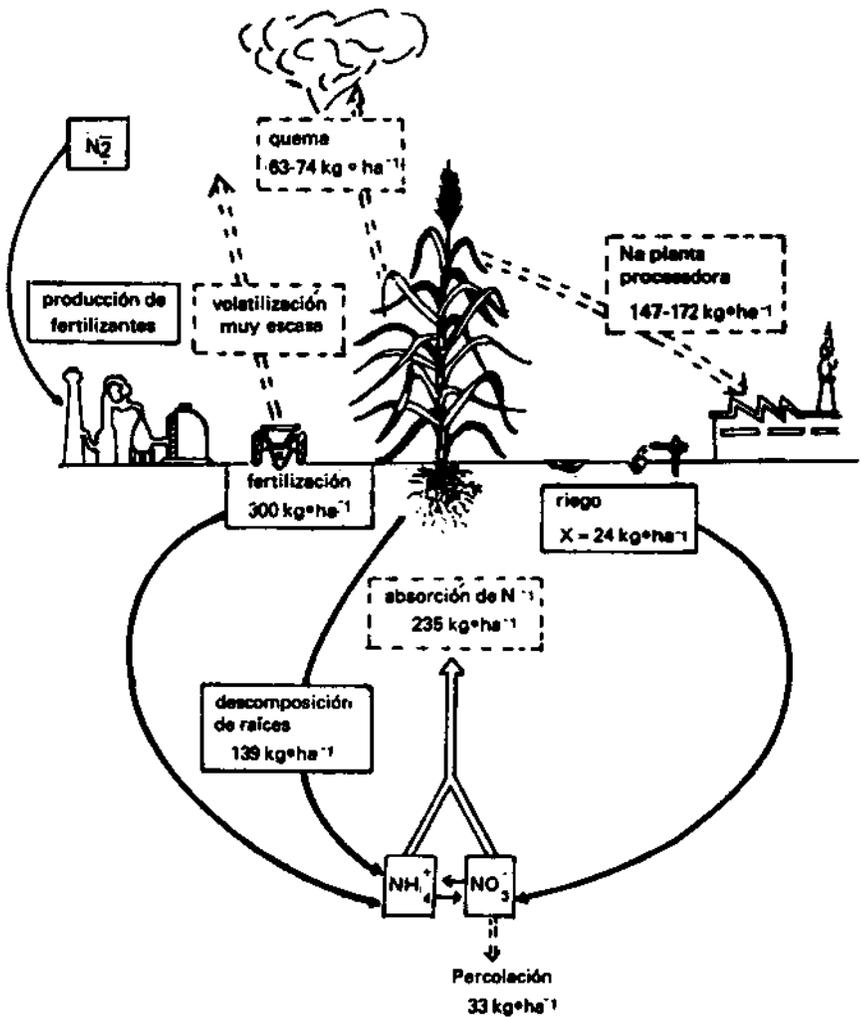


Fig. 7.12. Modelo del nitrógeno en caña de azúcar en el Perú. (Según Valdivia (105)).

Cuadro 7.12. Composición química de las cenizas y adición de elementos nutritivos. (Silva (89); Seubert, et al. (88)).

	Porcentaje del elemento en la composición química		
	(Silva (89))	(Seubert, et al. (88))	kg. ha ⁻¹ (Seubert, et al.)
N	0.8-3.4	1.72	67
P	0.14	0.14	6
K	n.d.	0.97	38

Cuadro 7.13. Remoción de elementos nutritivos por diferentes cultivos tropicales. (Según Sánchez (83)).

Cultivo	Parte	Rendimiento (Mg.ha ⁻¹)*	Nutrimentos extraídos (kg.ha ⁻¹)				
			N	P	K	Ca	Mg
Cereales							
Maíz	Grano	1.0	25	6	15	3.0	2.0
	Tallo	1.5	15	3	18	4.5	3.0
	TOTAL	2.5	40	9	33	7.5	5.0
	Grano	4.0	63	12	30	8.0	6.0
	Caña	4.0	37	6	38	10.0	8.0
	TOTAL	8.0	100	18	68	18.0	14.0
	Grano	7.0	128	20	37	14.0	11.0
	Caña	7.0	72	14	93	17.0	13.0
	TOTAL	14.0	200	34	130	31.0	24.0
Arroz	Grano	1.5	35	7	10	1.4	0.3
	Paja	1.5	7	1	18	2.6	2.2
	TOTAL	3.0	42	8	28	4.0	2.5
	Grano	8.0	106	32	20	4.0	1.0
	Paja	8.0	35	5	70	24.0	13.0
	TOTAL	16.0	141	37	90	28.0	14.0
	Grano	0.6	12	2.4	3	0.3	1.0
	Paja	1.0	3	0.8	14	2.0	2.0
	TOTAL	1.6	15	3.2	17	2.3	3.0
Trigo	Grano	5.0	80	22	20	2.5	8.0
	Paja	5.0	38	5	60	10.0	10.0
	TOTAL	10.0	118	27	80	12.5	18.0
	Grano	1.0	20	0.9	4	4.0	2.4
	Paja	1.2	6	0.4	2	4.6	3.2
	TOTAL	2.2	26	1.3	6	8.6	5.6
	Grano	8.0	135	10	27	16.0	9.6
	Paja	8.0	65	4	13	18.0	12.8
	TOTAL	16.0	200	14	40	34.0	22.4
Mijo	Grano	1.1	17	5	59	—	—

Continuación del Cuadro 7.13.

Cultivo	Parte	Rendimiento (Mg.ha ⁻¹)*	Nutrimentos extraídos (kg.ha ⁻¹)				
			N	P	K	Ca	Mg
Raíces alimenticias							
Yuca	Raíces	8.0	30	10	50	20	10
	Raíces	16.0	64	21	100	41	21
	Raíces	30.0	120	40	187	77	40
	Planta entera	59.0	64	19	176	102	26
	Raíces	59.0	42	28	291	43	19
Papa	Raíces	12.0	52	10	80	22	14
	Raíces	22.0	120	20	166	40	26
	Raíces	40.0	172	34	232	70	48
	Planta entera	62.0	147	19	403	60	31
	Tubérculos de la planta anterior	44.0	77	14	224	4	9
Camote	Raíces	16.5	72	8	88	—	—
Leguminosas de grano							
Frijoles	Granos	1.0	31	3.5	6	—	—
Soya	Granos	1.0	49	7.2	21	—	—
Maní	Vainas y granos	1.0	49	5.2	27	—	—
Pastos (producción anual; corte cada dos meses)							
Guinea	Parte aérea	10.0	107	27	180	78	49
(<i>Panicum</i>	Parte aérea	23.0	288	44	363	149	99
<i>maximum</i>)	Parte aérea	35.0	560	77	600	230	133
Pangola	Parte aérea	10.0	120	22	180	36	28
(<i>Digitaria</i>	Parte aérea	23.0	299	47	358	109	67
<i>decumbens</i>)	Parte aérea	31.0	400	53	558	130	87
Elefante	Parte aérea	10.0	144	24	180	35	30
(<i>Pennisetum</i>	Parte aérea	25.0	302	64	504	96	63
<i>purpureum</i>)	Parte aérea	46.0	800	92	900	129	87
Pará	Parte aérea	8.0	80	17	160	28	16
(<i>Brachiaria</i>	Parte aérea	24.0	307	43	383	115	79
<i>mutica</i>)	Parte aérea	30.0	600	69	660	135	66

Continuación del Cuadro 7.13.

Cultivo	Parte	Rendimiento (Mg.ha ⁻¹)*	Nutrimentos extraídos (kg.ha ⁻¹)				
			N	P	K	Ca	Mg
Otros cultivos							
Caña de azúcar	Parte aérea	100	75	20	125	28	10
(cosechas de	Parte aérea	200	149	29	316	55	58
dos años)	Parte aérea	300	254	35	400	96	80
Algodón	Semilla	0.8	30	4.4	7	—	—
Café	Granos secos	1.0	25	1.7	16	1	2
Té	Hojas secas	0.6	31	2.3	15	2	—
Tabaco	Hojas curadas	1.0	116	14	202	—	—
Caucho	Látex seco	3.0	7	1.2	4	4	—
Cacao	Almendras secas	0.5	10	2.2	5	1	1
Palma aceitera	Fruto	15.0	90	8.8	112	28	—
Cultivos frutales							
Banano	Racimo	10.0	19	2.0	54	23	30
	Tallo y hojas	—	20	1.3	22	1	3
	TOTAL	—	39	3.3	76	24	33
	Racimo	30.0	56	6.0	161	70	82
	Tallo y hojas	—	29	4.0	65	2	8
	TOTAL	—	85	10.0	226	72	90
Piña	Fruto	12.5	9	2.3	29	3	—
Coco	Copra seca	1.2	60	7.2	40	—	—

(*) Rendimientos de cereales, leguminosas de grano y pastos con base en peso seco; cultivos de raíces y banano con 15 a 20 % de materia seca.

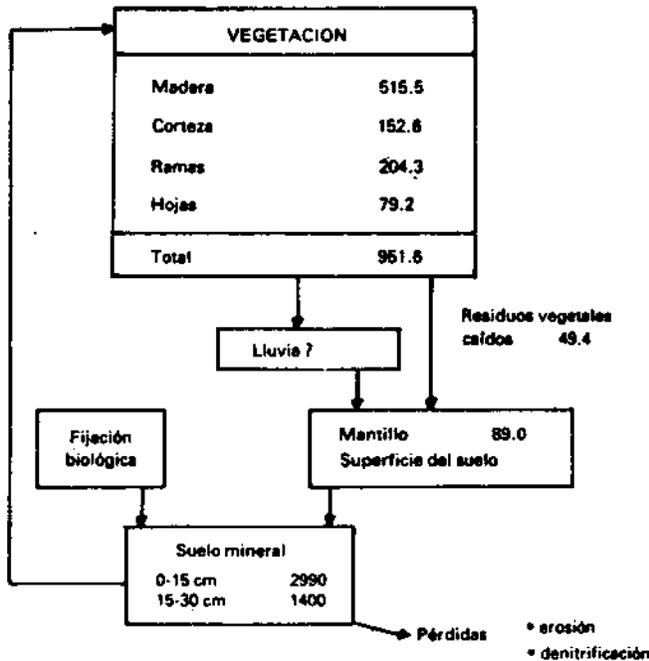


Fig. 7.13. Ciclo de N en una plantación de teca de 25 años en Nigeria. (Según Nwoboshi (72)). (Reservas kg N. ha⁻¹, transferencias kg. ha⁻¹ a⁻¹).

TRANSFORMACION DE LOS FERTILIZANTES NITROGENADOS Y SUS REACCIONES EN EL SUELO

Para usar y aplicar fertilizantes es necesario considerar: las características del suelo (contenido y disponibilidad del elemento nutritivo a fertilizar, pH y textura); las condiciones climáticas (temperatura, cantidad y distribución de la precipitación pluvial); y las características de las plantas (necesidades, sistema radicular, rotación de cultivos, sistema de explotación y medidas de producción). En este complejo de factores, los que con su intervención determinan la efectividad de la fertilización, también juegan un papel muy importante las características de los fertilizantes: contenido y forma química de los elementos nutritivos, proceso de disolución, tamaño de gránulos, y sus reacciones con el suelo; y esto, de acuerdo con la dosis y sistema de aplicación (voleo, banda). En la química de suelos interesan, especialmente, las características de los fertilizantes en función de sus reacciones y transformaciones en el suelo. Los factores que afectan la fertilización y las dosis para los diferentes cultivos se tratan en libros especializados sobre la fertilidad del suelo.

La mayoría de los fertilizantes son solubles en agua. A través de su hidrólisis en el suelo, en la zona de disolución alrededor del gránulo de

fertilizante, resultan concentraciones elevadas de N-NH_4^+ y N-NO_3^- de naturaleza ácida, neutral y alcalina, de acuerdo con la composición química del fertilizante; estas concentraciones determinan las reacciones y transformaciones subsiguientes en el suelo.

Fertilizantes amoniacales

El amonio anhidro (82.2 % de N) es la fuente de mayor tenor nitrogenado; por su naturaleza gaseosa puede ser objeto de grandes pérdidas durante su aplicación, la que se realiza en condiciones muy específicas de humedad y profundidad del suelo. Las consideraciones para su aplicación dependen, en gran parte, de la textura del suelo y del sistema radicular del cultivo para evitar posibles toxicidades. El nitrato de amonio (NH_4NO_3 , 32 a 33.5 % N) y el nitrato-sulfato de amonio ($\text{NH}_4\text{NO}_3 \cdot (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, 28 % N) reaccionan igualmente, acidificando el suelo; el sulfato de amonio [$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, 20.5 % N y 24.2 % S] provoca un mayor grado de acidificación por liberar H_2SO_4 a través de su hidrólisis.

El cloruro de amonio (26 % N) también reacciona acidificando el suelo; entre los fosfatos amónicos se distinguen: el monoamónico (11 % N, 48.0 % P_2O_5), con reacción ácida, y el diamónico (20 % N, 54.0 % P_2O_5), con reacción alcalina, los que se consideran preferentemente como fertilizantes fosfatados.

El efecto acidificante de los diferentes fertilizantes amoniacales depende de la dosis y granulación de ellos, del pH original del suelo y de su capacidad tampón. La nitrificación se desarrolla en forma óptima en un ámbito de pH entre 7 y 9.5 y es limitada en los fertilizantes nitrogenados acidificantes, lo cual puede llevar a pérdidas de N. La aplicación de fertilizantes amoniacales en suelos alcalinos, especialmente en condiciones de baja humedad y altas temperaturas, lleva a una volatilización directa del amonio, como se vio antes. La disminución local del pH del suelo por la aplicación de fertilizantes amoniacales, puede afectar las condiciones del complejo coloidal, especialmente si los cambios ocurren en valores de pH cercanos al punto isoelectrónico de las arcillas de los hidróxidos y de las sustancias húmicas.

Los coloides del suelo adsorben, en parte, el NH_4^+ liberado por la hidrólisis de fertilizantes amoniacales; la magnitud de este proceso depende de la concentración de NH_4^+ resultante, del contenido y tipo de arcillas y de la actividad microbiológica en los suelos.

Blasco y Cornfield (11) estudiaron la capacidad de fijación de amonio en ocho suelos de Colombia, encontrando valores entre 2 y 8 meq $\text{NH}_4 \cdot 100 \text{ g}^{-1}$ de suelo; los valores menores correspondieron con suelos caoliníticos y los mayores con los montmorilloníticos.

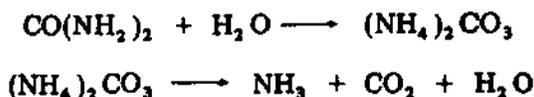
Fertilizantes nítricos

Los nitratos de potasio (KNO_3 , 13.4 % N y 44.2 % K_2O), de sodio (16.0 % N) y de calcio (15.5 % N, 27.0 % CaO), se hidrolizan rápidamente en el suelo y liberan NO_3^- que es utilizado directamente por las plantas. Estos fertilizantes son neutros, mientras que el nitrato de amonio (32-33.5 % N), que también pertenece a este grupo, es acidificante como se dijo antes.

La desnitrificación biológica que ocurre en algunos suelos, especialmente en condiciones de alta temperatura y humedad, puede afectar a los fertilizantes nitrícos del suelo produciendo grandes pérdidas de N.

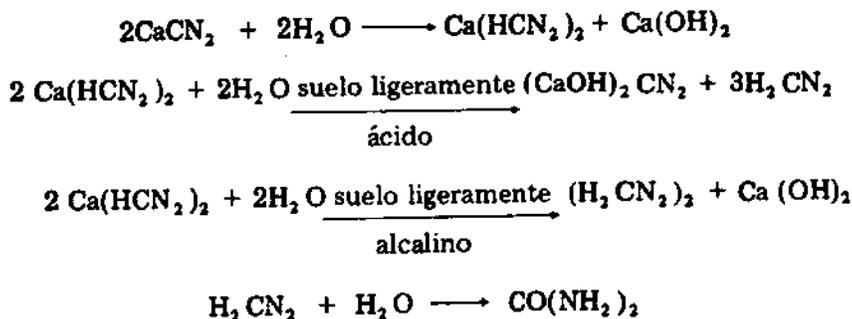
Otros fertilizantes nitrogenados

La urea [$\text{CO}(\text{NH}_2)_2$, 45 %] N hidroliza formando carbonato de amonio, el cual es inestable y se descompone en NH_3 y CO_2 , de acuerdo con las siguientes reacciones:



El NH_3 ó NH_4^+ liberado es adsorbido por el complejo coloidal o nitrificado a NO_3^- de acuerdo con los procesos indicados; también se pueden originar otras reacciones que causan pérdida de N. La hidrólisis de la urea en el suelo depende, principalmente, de la presencia de la enzima específica ureasa. El comportamiento de la urea es típicamente amoniacal en su reacción inicial. Los problemas de su reacción y posibles pérdidas fueron estudiados en suelos tropicales por Acquaye y Cunningham (1).

La cianamida cálcica (CaCN_2 , 21-22 % N) reacciona en el suelo, en forma ajustada a las condiciones de pH, resultando urea en última instancia, de acuerdo con las siguientes reacciones:



Tanto la urea como la cianamida cálcica pueden provocar un efecto tóxico en las plantas jóvenes, especialmente cuando se aplican en forma localizada y cerca del sistema radicular.

En estudios realizados en el Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza - CATIE-, en Turrialba, Costa Rica, se pudo comprobar que la aplicación de un total de 2 260 kg N como urea, en tratamientos bianuales y durante nueve años en un suelo aluvial explotado con cacao, produjo una acidificación de los primeros 7.5 cm del suelo de un valor de pH entre 5.4 a 4.6 (ver Díaz-Romeu y Jiménez (20)). El efecto acidificante de la urea se agravó al aplicarla en combi-

nación con otros fertilizantes fosfatados y potásicos acidificantes (superfosfato triple y KCl), causando cambios de hasta 1.1 unidades de pH. La acidificación del suelo produce, igualmente, cambios en la materia orgánica, en la disponibilidad del P y de los cationes, y acidez cambiables.

El comportamiento de los fertilizantes compuestos -NPK- depende de los componentes originarios, en el caso del N de su naturaleza ácida, neutra o alcalina.

RESUMEN

En este capítulo se describen:

- a. El contenido total de N de suelos tropicales, extendiendo los conceptos presentados sobre el contenido de materia orgánica y los factores que los determinan; las hipótesis de Jenny (51) y otras consideraciones sobre el contenido de N, como la deposición con aguas de lluvia, la fijación biológica de N y la acumulación de NH_4^+ en las arcillas; el contenido de C y N de numerosos suelos de América Latina y sus diagramas de distribución.
- b. Las formas de N en los suelos, tanto orgánicas como inorgánicas, ilustradas con ejemplos de suelos de América Latina.
- c. El comportamiento del C y N en diferentes sistemas de explotación agrícola. La tumba y quema de los bosques que causan grandes pérdidas de C y N, afectan a los microorganismos y provocan una alta disponibilidad de P, K, Ca y Mg. Las causas de la pérdida de fertilidad de los suelos por su explotación con sistemas rotativos (*shifting cultivation*), dándose ejemplos de diferentes ámbitos tropicales. Las medidas para conservar la fertilidad en sistemas de explotación semipermanentes, examinándose también la situación en los sistemas permanentes.
- d. El ciclo del N en la naturaleza y en el suelo. Se amplían los conceptos de los procesos de mineralización presentados en el Capítulo Segundo.
- e. La nitrificación como un fenómeno clave en el proceso de la mineralización; se discuten las variaciones estacionales de las formas del N en suelos tropicales, con ejemplos de Costa Rica y Ghana, y las hipótesis establecidas para este fenómeno.
- f. La denitrificación tanto biológica como química; esto se expone con ejemplos de suelos tropicales y se establecen las reacciones químicas que la causan.
- g. La fijación biológica simbiótica y asimbiótica de N como una fuente muy importante de adición de N en los suelos. La deposición biológica de N con las lluvias, la que oscila entre 5 y 20 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ en los diferentes lugares tropicales.
- h. Los balances de N en sistemas de explotación en función de sus reservas y los procesos de transferencia.
- i. El ciclo del N en ecosistemas forestales pluviosos y secos estacionales, haciéndose la descripción en función de algunos ejemplos de América Latina.
- j. El efecto de la tala y quema de bosques para la utilización del suelo

en sistemas de explotación agropecuarios. Se dan algunos ejemplos del ciclo del N en el sistema agrícola productor de caña de azúcar y en el sistema forestal de teca.

- k. **Las reacciones del suelo en función de la naturaleza química de los fertilizantes. Los fertilizantes amoniacales, los que generalmente representan una reacción acidificante, y que en determinadas condiciones sufren fuertes pérdidas de N. Los nitratos de Ca, de K y de Na neutros. Las reacciones de la urea y cianamida cálcica, las que actúan de una manera más complicada en el suelo y lo acidifican. Se presenta un ejemplo de aplicaciones de urea que provocan una grave acidificación de los suelos.**

BIBLIOGRAFIA

1. ACQUAYE, D.K.; CUNNINGHAM, R.K. Losses of nitrogen by ammonia volatilization from surface-fertilized tropical forest soils. *Tropical Agriculture (Trinidad)* 42: 281-292. 1965.
2. AHMAD, N. *et al.* Crop utilization and fixation of added ammonium in soils of West Indies. *Plant and Soil* 67: 167-186. 1982.
3. ARNASON, J.T.; LAMBERT, D.H. Nitrogen cycling in the seasonally dry forest zone of Belize, Central America. *Plant and Soil* 67: 333-342. 1982.
4. ATKINSON, D. *et al.* Eds. Tree root systems and their mycorrhizas. *Plant and Soil* 71 (1-3): 525. 1983.
5. AYANABA, B.; DAST, P.J. Eds. Biological nitrogen fixation in farming systems of the tropics. Chichester, New York, John Wiley and Sons, 1977, 377 p.
6. BARTHOLOMEW, W.V.; CLARK, F.E. Soil nitrogen. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, 1965. 615 p.
7. BECKING, J.H. Nitrogen-fixing bacteria of the genus *Beijerinckia* in South African soils. *Plant and Soil* 11 (3): 193-206. 1959.
8. BERNHARD-REVERSAT, F. Recherches sur l'écosystème de la Forêt subéquatoriale de Basse Côte D'Ivoire. VI. Les cycles des macroéléments. *La Terre et la Vie* 29: 229-254. 1975.
9. BIRCH, H.F.; FRIEND, M.T. The organic matter and nitrogen status of East African soils. *Journal of Soil Science* 7: 156-167. 1956.
10. —————; —————. The effect of soil drying on decomposition and nitrogen availability. *Plant and Soil* 10 (1): 9-31. 1958.
11. BLASCO, L.M.; CORNFIELD, A.H. Fixation of added ammonium and nitrification of fixed ammonium in soil clays. *Journal of the Science of Food and Agriculture* 17: 481-484. 1966.
12. ————— *et al.* Formas de nitrógeno en los suelos volcánicos de Sibundoy, vertiente andina del Amazonas Colombiano. *Anales de Edafología y Agrobiología* 30 (3-4): 261-269. 1971.
13. BOHN, H.L. Estimate of organic carbon in world soils. *Soil Science Soc. Amer., Proc.* 40: 468-470. 1976.
14. BORNEMISZA, E.; ALVARADO, A. Eds. Soil management in tropical America. Raleigh, EE.UU. Consortium on Soils of the Tropics, North Carolina State University, 1975. 565 p.
15. BREMNER, J.M.; HAUCK, R.D. Advances in methodology for research on nitrogen transformations in soil. *In* Stevenson, C., *et al.* Eds. *Nitrogen in Agricultural Soils*. Madison, Wisconsin, USA, ASA-Monograph 22, 1982. pp. 467-502.
16. BROUGHTON, W.J., Ed. Nitrogen fixation. I. Ecology. London, Oxford University Press, 1982. 300 p.
17. CASTILLEJA, G.; ROSKOSKI, J.P. $N_2(C_2H_4)$ fixing activity of 17 varieties of field grown cow pea (*Vigna unguiculata* L.). *Turrialba* 33: 67-71, 1983.

18. CLARK, F.E.; ROSSWALL, T., Eds. Terrestrial nitrogen cycles. Ecological Bulletins 33. Estocolmo, Suecia, SCOPE/UNEP, 1981. 714 p.
19. DE GEUS, J.G. Fertilizer guide for tropical and subtropical farming. Zurich, Centre d'Etude d'Azote, 1967. 727 p.
20. DIAZ-ROMEU, R.; JIMENEZ, E. Efecto residual de la aplicación de fertilizantes a suelos para cacao. In American Soc. for Horticultural Science. Caribbean Region, Proc. 14: 76-88. 1967.
21. _____; BALERDI, F.; FASSBENDER, H.W. Contenido de materia orgánica y nitrógeno en suelos de América Central. Turrialba 20: 185-192. 1970.
22. DOBEREINER, J.; *et al.*, Eds. Limitations and potentials for biological nitrogen fixation in the tropics. New York, USA, Plenum Press, 1978. 398 p.
23. EDWARDS, P.J. Studies of mineral cycling in a montane rain forest in New Guinea. II. The production and disappearance of litter. Journal of Ecology 65: 971-992. 1977.
24. _____; GRUBB, P.J. Studies of mineral cycling in a montane rain forest in New Guinea. Journal of Ecology 65: 943-969. 1977.
25. FAO. Legumes in agriculture. Roma, FAO Agricultural Studies no. 21, 1969. 367 p.
26. FASSBENDER, H.W. Variaciones estacionales de elementos nutritivos en suelos derivados de cenizas volcánicas de Costa Rica. II Panel sobre suelos volcánicos de América, Pasto, Colombia, 1972. pp. 19-38.
27. _____. Química de suelos con énfasis en América Latina. San José, Costa Rica, IICA, Serie de Libros y Textos 24, 1975. 398 p.
28. _____. Ciclos de elementos nutritivos en ecosistemas tropicales y su transformación con la agricultura rotativa. Lima, Conferencia de FAO/SIDA, inédito, 1978.
29. _____; GRIMM, U. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. II. Producción y descomposición de residuos vegetales. Turrialba 31 (1): 39-47. 1981.
30. _____; _____. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. IV. Modelos y conclusiones. Turrialba 31: 101-108. 1981.
31. _____. Bases edafológicas de los sistemas de producción agroforestales. Turrialba, Costa Rica, CATIE, Materiales de enseñanza 21, 1984. 185 p.
32. FENCHEL, T.; BLACKBURN, T.H. Bacteria and mineral cycling. Londres, Academic Press Inc., 1979. 225 p.
33. FERRARI, E.; SOUTO, S.M.; DOBEREINER, J. Efeito da temperatura do solo na nodulação e no desenvolvimento da soja perenne (*Glycine javanica* L.) Pesquisa Agropecuária Brasileira 2: 461-466. 1967.
34. FÖLSTER, H.; DE LAS SALAS, G.; KHANNA, P.K. A tropical evergreen forest site with perched water table, Magdalena Valley, Colombia. Oecologia Plantarum 11: 297-320. 1976.

35. FRISSEL, M.J. Ed. *Cycling of mineral nutrients in agricultural ecosystems*. Amsterdam, Holanda, Elsevier Scientific Publishing Co., 1978. 365 p.
36. GIBSON, A.H. *et al.* *Current perspectives in nitrogen fixation*. Holland, Elsevier Biomedical Press, 1981. 534 p.
37. GRAHAM, P. El ciclo del nitrógeno. *In* Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo: El uso del nitrógeno en el trópico. *Suelos Ecuatoriales* 4: 119-139. 1972.
38. GREENLAND, D.J. Nitrate fluctuations in tropical soils. *Journal of Agricultural Science* 50 (1): 82-91. 1958.
39. _____; KOWAL, J.M.L. Nutrient content in a moist tropical forest of Ghana. *Plant and Soil* 12: 154-174. 1960.
40. GRIMM, U.; FASSBENDER, H.W. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. I. Inventario de las reservas orgánicas y minerales (N, P, K, Ca, Mg, Mn, Fe, Al y Na). *Turrialba* 31 (1): 27-37. 1981.
41. _____ . Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. III. Ciclo hidrológico y translocación de elementos con el agua. *Turrialba* 31: 89-99. 1981.
42. HASE, H.; FÖLSTER, J. Bioelement inventory in a tropical evergreen seasonal forest on eutrophic soil, W-Llanos, Venezuela. *Acta Ecológica* 3: 331-346. 1982.
43. HAVELKA, U.D.; BOYLE, M.G.; HARDY, R.W.F. Biological nitrogen fixation. *In* Stevenson, F.J., Ed *Nitrogen in Agricultural Soils* 22, Madison, Wisconsin, USA, Amer. Soc. of Agron. Inc., 1982. pp. 365-422.
44. HAUCK, R.D.; TANJI, K.K. Nitrogen transfer and mass balances. *In* Stevenson, F.J., Ed. *Nitrogen in Agricultural Soils* 22, Madison, Wisconsin, Amer. Soc. of Agron. Inc., 1982. pp 891-924.
45. HENDRY, C.D. *et al.* *Precipitation chemistry at Turrialba, Costa Rica*. *Water Resources Research*. (At press).
46. HENZELL, E.F.; NORRIS, D.O. Processes by which nitrogen is added to the the soil-plant system. *In* Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization. Australia. A review of nitrogen in the tropics with particular reference to pastures; a Symposium. Farnham Royal, Bucks, England, Commonwealth Agricultural Bureaux, 1962. pp. 1-18.
47. HERRERA, R.F.; JORDAN, C.F. Nitrogen cycle in a tropical rain forest of Amazonia; the case of low mineral nutrient status in the Amazon Caatinga. *In* Clark, E.F. y Rosswall, T. *Terrestrial Nitrogen Cycles*. *Ecol. Bull.* (Stockholm) 33: 493-505. 1981.
48. HEW, H.E.J.; CUTTING, C.V. Eds. *Nitrogen assimilation of plants*. Londres, Inglaterra, Academic Press, 1979. 708 p.
49. JAGNOW, C. Der Humusgehalt tropischer Böden und seine Beeinflussung durch Klima, Bodennutzung, Trocknung und Erhitzung. *Habilitationsschrift*. Giessen, Universität, 1967. 188 p.
50. JENNY, H. A study of the influence of climate upon the nitrogen and organic matter content of the soil. *Missouri Agricultural Experiment Station. Research Bulletin* no. 152. 1930. 66 p.

51. JENNY, H. Factors of soil formation; a system of quantitative pedology. New York, McGraw-Hill, 1941. 281 p.
52. _____; BINGHAM, F.; PADILLA-SARAVIA, B. Nitrogen and organic matter contents of equatorial soils of Colombia, South America. *Soil Science* 66: 175-186. 1948.
53. _____; RAUCHAUDHURI, S.P. Effect of climate and cultivation on nitrogen and organic matter reserves in Indian soils. New Delhi, Indian Council of Agricultural Research, 1960. 130 p.
54. _____. The soil resource. Berlin, Springer Verlag, 1980. 377 p.
55. JORDAN, C.; CASKEY, W.; ESCALANTE, G.; HERRERA, R.; MONTAGNINI, F.; TODD, R.; UHL, C. The nitrogen cycle in a *Terra firme* rain-forest on Oxisol in the Amazon territory of Venezuela. *Plant and Soil* 67: 325-332. 1982.
56. KLINGE, H. Beiträge zur Kenntnis tropischer Böden. II. Über Gesamthumus und Stickstoff in Böden El Salvador/Zentralamerika. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde* 97: 40-51. 1962.
57. _____. Beiträge zur Kenntnis tropischer Böden. IV. Über Gesamthumus und Stickstoff in Böden des brasilianischen Amazonasgebietes. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde* 97: 106-118. 1962.
58. _____; RODRIGUEZ, W. Litter production in an area of Amazon *Terra firme* forest. II. Mineral content of the litter. *Amazoniana* 1: 303-310. 1968.
59. _____. Fine litter production and nutrient return to the soil in three natural stands of Eastern Amazonia. *Geo-Eco-Trop.* 1: 159-167. 1977
60. LEGG, J.O.; MEISINGER, J.J. Soil nitrogen Budgets. In Stevenson, F.J., Ed. *Nitrogen in Agricultural Soils* 22, Madison, Wisconsin, Amer. Soc. of Agron. Inc., 1982. pp. 503-566.
61. LIE T.A.; MULDER, E.G., Eds. Biological nitrogen fixation. *Plant and Soil (Special Volume)* 1971. 590 p.
62. MARTINEZ, H.H.; BLASCO, M. Influencia de los residuos vegetales en el nitrógeno de algunos suelos de cacao en Costa Rica. *Turrialba* 22: 311-316. 1972.
63. MEDINA, E. Nitrogen balance in the *Trachypogon* grassland of Central Venezuela. *Plant and Soil* 67: 305-314. 1982.
64. MOLINA, A.C.E.; BLASCO, L.M. El nitrógeno en los suelos derivados de cenizas volcánicas del Altiplano de Pasto, Colombia. *Turrialba* 20 (3): 288-292. 1970.
65. NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES. *Soils of the humid tropics*. Washington, USA, National Academy of Sciences, 1972. 217 p.
66. _____; _____. *Tropical legumes*, Washington, USA, National Academy of Sciences, 1979. 331 p.
67. NEWTON, W.E.; ORME-JOHNSON, W.H., Eds. *Nitrogen fixation*. Baltimore, Maryland, USA, University Park Press, 1980. 2 v.

68. NIELSEN, D.R.; McDONALD, J.G. Eds. Nitrogen in the environment. New York, USA, Academic Press, 1978. 2 v.
69. NORRIS, D.O. Lime in relation to the nodulation of tropical legumes. In Hallsworth, E.G., Ed. Nutrition of the legumes. London, Butterworths, 1958. pp. 164-182.
70. NUTMAN, P.S. The physiology of nodule formation. In Hallsworth, E.G., Ed. Nutrition of the legumes. London, Butterworths, 1958. pp. 87-107.
71. ————. Symbiotic nitrogen fixation. In Bartholomew, W.V. y Clark, F.E., Eds. Soil nitrogen. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, 1965. pp. 360-383.
72. NWOBOSHI, L.C. Nitrogen cycling in a teak plantation ecosystem in Nigeria. In Rosswal, T. Ed. Nitrogen cycling in Westafrican ecosystems. SCOPE/ UNEP/MAB/IITA, 1980. 450 p.
73. NYE P.H.; GREENLAND, D.J. The soil under shifting cultivation. Farnham Royal, Bucks, England, Commonwealth Agricultural Bureaux, Commonwealth Bureau of Soils Technical Communication no. 51, 1960. 156 p.
74. ————. Changes in the soil after clearing tropical forest. *Plant and Soil* 21: 101-110. 1964.
75. ODUM, H.L.; PIGEON, R.F. Eds. A tropical rain forest. Washington, U.S. Atomic Energy Commission, 1970. s.p.
76. OLIVIERA, L.A. DE; SYLVESTER-BRADLEY, R. Effect of different Amazonian soils on growth, nodulation and occurrence of N-fixing *Azospirillum* spp. in roots of some crop plants. *Turrialba* 32: 463-469. 1982.
77. PRATT, P.F. Ed. Management of nitrogen in irrigated agriculture, Proc. of National Conference, Sacramento, Univ. of California Press, 1978. 422 p.
78. RAO, P.S.C.; JESSUP, R.E.; HORNSBY, A.G. Simulation of nitrogen in agroecosystems: Criteria for model selection and use. *Plant and Soil* 67: 35-43. 1982.
79. ROBERTSON, G.P.; HERRERA, R.; ROSSWALL, T. Eds. Nitrogen cycling in ecosystems of Latin America and the Caribbean. *Plant and Soil* (Special Volume) 1982. pp. 67-430.
80. ROSSWALL, T. Ed. Nitrogen cycling in Westafrican ecosystems: SCOPE/ UNEP/MAB/IITA, 1980. 450 p.
81. RUNDEL, P.W. *et al.* Seasonal dynamics of nitrogen cycling for a *Prosopis* woodland in the Sonoran desert. *Plant and Soil* 67: 343-353. 1982.
82. SANCHEZ, P.A. Suelos del trópico, características y manejo. San José, Costa Rica, IICA. Serie de Libros y Textos, 1981. 634 p.
83. ————. Nitrogen in shifting cultivation systems of Latin America. *Plant and Soil* 67: 91-103. 1982.
84. SANCHEZ, P.; SALINAS, J.G. Low-input technology for managing Oxisols and Ultisols in tropical America. *Adv. in Agronomy* 34: 279-406. 1981.
85. SANTANA, M.B.M. *et al.* Aspectos de la nutrición nitrogenada de *Paspalum notatum* Flüge en respuesta a fuentes de nitrógeno. *Turrialba* 32: 33-41. 1982.

86. SANTANA, M.B.M.; CABALA R.P. Reciclagem de nutrientes em una plantaçao de cacau sombreada com *Erythrina*. Conferencia de Cacao, Togo, 1984 (en prensa).
87. SCHEFFER, F.; SCHACHTSCHABEL, P. Lehrbuch der Bodenkunde. Stuttgart, F. Enke Verlag, 11 ed. 1982. 442 p.
88. SEUBERT, L.E. *et al.* Effects of land clearing methods on soil properties and crop performance in an Ultisol of the Amazon jungle of Peru. *Trop. Agri. (Trinidad)* 54: 307-321. 1977.
89. SILVA, L.F. Influencia do manejo de um ecossistema nas propriedades edafológicas dos Oxisoles de tabuleiro. Itabuna, Brasil, CEPLAC, 1978. s.p.
90. SIMMONS, C.; TARANO, J. M.; PINTO, J. H. Reconocimiento de los suelos de Guatemala. Guatemala, Ministerio de Educación, 1960. 1000 p.
91. SOCIEDAD COLOMBIANA DE LA CIENCIA DEL SUELO. El uso del nitrógeno en el trópico. *Suelos Ecuatoriales* 4: 1-424. 1972.
92. SOMBROEK, W.G. Amazon soils. Wageningen, Centre for Agricultural Publications and Documentation, 1966. 292 p.
93. SOUTO, S.M.; DÖBEREINER, J. Fixação de nitrogenio e estabelecimento de duas variedades de soja perenne (*Glycine javanica* L.) com tres níveis de fósforo e de cálcio, em solo com toxidez de manganês. *Pesquisa Agropecuária Brasileira* 4: 59-66. 1969.
94. ———; ———. Toxidez de manganês em leguminosas forrageiras tropicais. *Pesquisa Agropecuária Brasileira* 4: 129-139. 1969.
95. STEINHARDT, U.; FASSBENDER, H.W. Características y composición química de las lluvias de los Andes Occidentales de Venezuela. *Turrialba* 29: 175-182. 1979.
96. STEVENSON, F. J. Origin and distribution of nitrogen in soil. In Bartholomew, W. V. y Clark F. E., Eds. *Soil nitrogen*. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, 1965. pp. 1-42.
97. ———; *et al.* Eds. *Nitrogen in Agricultural soils*. Madison, Wisconsin, USA, American Society of Agronomy. Special monograph 22, 1982. 940 p.
98. SUMMERFIELD, R.J.; BUNTING, A.H. *Advances in legume science*. Richmond, England, Royal Botanic Gardens, 1980. 667 p.
99. SVENSON, B.H.; SODERLUND, R. Eds. *Nitrogen, Phosphorus and Sulphur. Global Cycles*. Estocolmo, Suecia, SCOPE-Ecological Bulletins 22, 1981. 192 p.
100. TAFUR, N.; BLASCO, L.M. El nitrógeno de los valles del César. *Acta Agronómica (Colombia)* 18 (1): 7-16. 1968.
101. TANNER, E.V.J. Four mountain rain forests of Jamaica. A quantitative characterization of the floristic, the soils and the foliar mineral levels. *Journal of Ecology* 65: 883-918. 1977.
102. ———. Litterfall in montane rain forest of Jamaica and its relations to clima. *Journal of Ecology* 68: 883-848. 1980.

103. TANNER E.V.J. The decomposition of leaf litter in Jamaican montane forest. *Journal of Ecology* 69: 263-275. 1981.
104. TRIGOSO, R.; FASSBENDER, H.W. Efecto del encalado, P, Mo y B, sobre la producción y fijación de N de cuatro leguminosas tropicales. *Turrialba* 23: 172-180. 1973.
105. VALDIVIA, S. Nitrogen gains and losses in sugar-cane (*Saccharum sp.*) agroecosystems on the coast of Peru. *Plant and Soil* 67: 147-156. 1982.
106. VINCENT, J.M. Environmental factors in the fixation of nitrogen by legume. In Bartholomew, W.V. y Clark, F.E., Eds. *Soil nitrogen*. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, 1965. pp. 384-435.
107. _____. Nitrogen fixation in legumes. N.Y., Academic Press, 1982. 288 p.
108. VOSE, P.B. The need of integrate associative N-fixation and soil organic matter studies. In Cerri, C.C., et al. Eds. *Regional Colloquium on Soil Organic Matter Studies*. Piracicaca, 1982. pp. 81-86.
109. WETSELAAR, R. Nitrate distribution in tropical soils. I. Possible causes of nitrate accumulation near the surface after a long dry period. *Plant and Soil* 15 (2): 110-120. 1961.
110. _____. Nitrate distribution in tropical soils. II. Extent of capillary accumulation of nitrate during a long dry period. *Plant and Soil* 15 (2): 121-133-1961.
111. _____. Nitrate distribution in tropical soils. III. Downward movement and accumulation of nitrate in the subsoil. *Plant and Soil* 16 (1): 19-31. 1962.

CAPITULO 8

FOSFORO

CICLO GEOQUIMICO DEL FOSFORO

El ciclo del fósforo en los suelos representa sólo una parte del que cumple en la naturaleza. El fósforo es relativamente estable en los suelos. No presenta compuestos inorgánicos, como los nitrogenados que pueden ser volatilizados y altamente lixiviados. Esta gran estabilidad resulta de una baja solubilidad, lo que a veces causa deficiencias en la disponibilidad de P para las plantas, a pesar de la continua mineralización de compuestos orgánicos del suelo; esto puede evitarse, en parte, a través de una fertilización fosfatada, pero los fosfatos aplicados al suelo son objeto de reacciones rápidas de fijación. Así, la dinámica del fósforo en el suelo incluye una serie de reacciones y transformaciones. Las plantas absorben el fósforo en forma de fosfata, el cual es utilizado como una fuente de energía muy importante en todos los procesos bioquímicos.

Tanto el hombre como los animales usan para su nutrición los productos fosfatados orgánicos vegetales. En este aspecto, el P juega un papel importante en la bioquímica energética y especialmente en la formación de los huesos. Las cantidades de P en la biosfera son limitadas en comparación con las cantidades en la hidrosfera y litosfera.

Debido a que el P es parte de la composición de los detergentes, se produce una acumulación selectiva de las aguas negras. Mediante el desarrollo de la mineralización y la percolación en procesos geológicos a largo plazo, se han acumulado cantidades importantes de P en la hidrosfera.

El fósforo constituye 0.12% de la corteza terrestre. Se conocen cerca de 150 minerales que contienen más de 0.44% P (1% P_2O_5). Las necesidades de P se cubren con la explotación de yacimientos de fosforita, donde el P se encuentra generalmente en forma de apatitas, $Ca_5(PO_4)_3OH$. Los más importantes países productores de fosforita son: Marruecos, EE.UU. y U.R.S.S. En América Latina existen algunos

yacimientos de fosforita (Cuadro 8.1).

El término fosforita se aplica a un material sedimentario en el cual

Cuadro 8.1. Reservas, recursos y producción de fosfatos en América Latina. (Según Cathcard (22)).

País	Reservas	En millones de toneladas	
		Recursos	Producción 1974
Fosforitas marinas			
Mundo	19 705	87 810	92
EE.UU.	7 600	13 000	41.4
México	—	1 140	—
(Baja Zacatecas)			
Brasil	200	520	—
(Olinda, Bambui)			
Colombia	—	600	—
(Huila, Pesca, Azufrada, Sardinata)			
Perú	—	5 100	—
(Sechura)			
Venezuela	—	20	0.1
(Lobatera, Riecito)			
Apatitas ígneas			
Mundo	852	2 845	13.1
Brasil	237	275	0.2
(Araxa, Jacupiranga, Catalao, Tapira)			
Rocas fosfatizadas			
Mundo	225	100	4.7
Brasil	25	30	—
(Trauíra, Pirocaua)			
Aniba	10	—	—
Curaçao	10	—	—
Guano			
Mundo	?	?	0.5
Chile	?	?	0.2
Perú	?	?	0.2

un mineral fosfatado es su componente principal. Las rocas fosfatadas (fosfatos de rocas) son los productos de extracción. Se habla de reservas de fosforitas cuando el material de un yacimiento puede ser explotado económicamente según los precios y tecnologías actuales. Se habla de recurso cuando los yacimientos son, por ahora, no económicamente

explotables. De acuerdo con Cathcard (22), los yacimientos se pueden dividir en cinco grupos:

- a. **Fosforitas marinas** formadas en geosinclinales (elevación de la corteza terrestre) y mediante la acumulación de huesos de pescados. Constituyen aproximadamente el 80% de las reservas (Cuadro 8.1). El P se encuentra en forma de apatita hidroxidada o carbonática.
- b. **Apatitas de origen ígneo** formadas como masas intrusivas. Algunas veces las apatitas están asociadas con rocas calcáreas, como en los depósitos del Brasil.
- c. **Depósitos residuales** especialmente formados por solubilización de rocas calizas.
- d. **Depósitos de guano** con residuos de pájaros o murciélagos. La explotación de guano representa sólo 0.1% del total mundial, y proviene de Perú y Chile. También existen yacimientos pequeños en Argentina, Brasil, Ecuador, Venezuela y Jamaica.
- e. **Rocas fosfatizadas** formadas por disolución (guano y rocas calizas) de ácido fosfórico y su acumulación específica en la corteza terrestre.

La consideración de los yacimientos fosfatados es importante, ya que ellos son las fuentes primarias de fósforo en la naturaleza. En el Cuadro 8.2 se presentan algunos datos sobre la composición de rocas fosfatadas.

Cuadro 8.2. Composición química porcentual de algunas rocas fosfatadas. (Según Fassbender, (36)).

	Sechura Perú	Araxa Brasil	Alvorada Brasil	Curaçao	Florida EE.UU.	Gafsa Túnez	Marruecos	Cola Rusia
P ₂ O ₅	31.82	34.90	29.20	37.90	33.39	26.12	37.28	38.66
Na ₂ O	1.74	0.21	—	—	0.30	1.06	0.28	0.35
K ₂ O	0.10	—	—	—	0.09	0.08	0.07	0.10
CaO	47.80	48.40	37.50	50.00	48.79	46.44	54.20	52.54
MgO	0.76	0.26	1.50	—	0.40	1.80	0.23	0.04
SiO ₂	2.25	4.47	3.00	—	5.83	7.44	1.06	3.38
Al ₂ O ₃	0.85	0.74	8.00	—	1.04	0.91	0.42	1.62
Fe ₂ O ₃	0.63	0.76	8.80	—	1.27	0.36	0.09	0.66
F	2.11	3.28	2.70	0.70	3.50	2.56	4.05	3.00
SO ₃	4.02	0.31	1.10	—	0.93	2.27	0.63	0.23
CO ₂	3.25	3.80	4.40	3.90	2.78	8.81	2.36	0.00

CONTENIDO Y FORMAS DEL FOSFORO EN SUELOS TROPICALES

Contenido total de P en los suelos

El contenido total de P es relativamente bajo. En suelos minerales de áreas templadas, el contenido de P total varía entre 0.02 y 0.08 % (200 a 800 mg · kg⁻¹) y en promedio gira alrededor de 0.05 % (500 mg · kg⁻¹).

Los contenidos de P en los suelos de áreas tropicales son muy variables. En el Cuadro 8.3 se presentan datos en promedio que, obtenidos por diferentes autores, se refieren al total y sus formas en algunos suelos de América Latina. En cuanto al P total, se ha informado sobre valores extremos de 18 mg · kg⁻¹ de suelo en Oxisoles y Ultisoles de Venezuela (110) y de 3 300 mg · kg⁻¹ de suelo en el caso de los derivados de cenizas volcánicas de América Central (25, 38). Los grandes rangos en el contenido de P total se deben a la heterogeneidad de las rocas parentales, al desarrollo de los suelos y a otras condiciones edafológicas y ecológicas.

Aparentemente, los suelos jóvenes derivados de cenizas volcánicas presentan un mayor contenido de P que los desarrollados de sedimentos meteorizados y redepositados en las áreas tropicales bajas. En algunos casos de materiales parentales ricos en P resultan suelos con alto contenido de ese elemento, como por ejemplo en un suelo Alfisol de Bahía derivado de monzonita (19) y en suelos calcáreos del Caribe (1). Los suelos pertenecientes al grupo de los Andosoles (América Central, Colombia; Cuadro 8.2) alcanzan los valores más altos de P total registrados en la literatura; los Oxisoles y Ultisoles (Brasil, Colombia, Venezuela, Puerto Rico; Cuadro 8.2) alcanzan valores muy bajos de P total. Estos últimos tienen, además, una alta capacidad de fijación de P y por ello resultan deficientes de este elemento; según estimaciones de Sánchez y Salinas (96) aproximadamente el 82 % de los suelos agrícolas del trópico americano presenta deficiencia de fósforo.

En un estudio sobre suelos de América Central, Fassbender, Müller y Roldán (47) encontraron que en 80 de ellos, en los que predominaban los fosfatos de calcio, el contenido promedio de P total fue de 889 mg · kg⁻¹. En los suelos más ácidos en los que predominaban los fosfatos orgánicos y, dentro de los inorgánicos los de aluminio y hierro, el contenido de P total fue mayor, llegando en promedio a 1 241 mg · kg⁻¹.

Se encontró que el contenido total de P también depende de la textura de los suelos, tanto en áreas de clima templado como tropical, ya que cuanto más fina su textura, mayor es el contenido de P total.

De manera general, el contenido de P total disminuye con la profundidad del suelo, lo que es explicable por la disminución de la materia orgánica y de los fosfatos orgánicos.

El valor de P total en los suelos de áreas tropicales parece estar ligado al contenido de materia orgánica en ellos, y con su evolución pedológica. Al aumentar la concentración de materia orgánica y fosfatos orgánicos en los suelos, se obtiene una mayor cantidad de P total (Figura 8.1). Aún no se ha investigado el efecto del alofán y de los com-

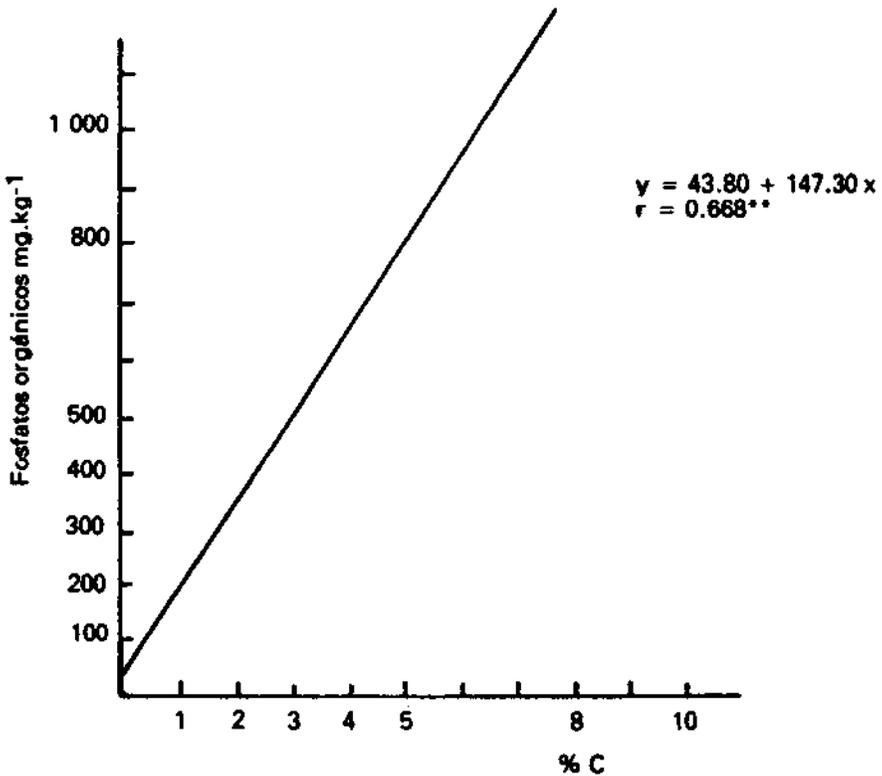


Fig. 8.1. Relación entre los contenidos de materia orgánica y de fosfatos orgánicos en suelos de América Central. (Según Fassbender, Müller y Balerdi (38)).

plejos organominerales en el contenido de P, pero se puede esperar que lo influyan, llevándolo a valores altos.

Formas de P en el suelo

Fosfatos orgánicos

El fósforo se presenta en el suelo casi exclusivamente como ortofosfato, y todos los compuestos son derivados del ácido fosfórico (H_3PO_4).

Los fosfatos del suelo se pueden dividir en dos grandes grupos: inorgánicos y orgánicos. En los inorgánicos, los iones hidrógeno del ácido fosfórico se reemplazan por cationes, formando sales. En los orgánicos, uno o más hidrógenos del ácido fosfórico dan origen a enlaces estéricos y el resto puede ser reemplazado por cationes.

La participación del P orgánico en el P total generalmente varía entre 25 y 75%, en casos extremos estos límites pueden extenderse hasta tres y 85 por ciento.

En los datos sobre suelos, presentados en el Cuadro 8.3, el P orgánico constituye entre el ocho (14) y el 73% (47) del P total. En prome-

Cuadro 8.3 Contenido y formas de P en suelos de América Latina. (Según diferentes autores).

Autor	País y región	No. de muestras	Total			Ca-P suelo	Oxido Orgánico	P orgánico
			Al-P	Fe-P	mgP.kg ⁻¹ suelo			
García (58)	México	7	—	11	18	175	—	—
Dahlke, Malcohm y Menéndez (29)	El Salvador	17	601	25	47	76	61	73
Chaverri (25)	Costa Rica	16	1 444	218	176	51	147	—
Faasbender et al. (38)	América Central (Ca-P pred.)	80	889	58	40	161	251	370
	(Al, Fe-P pred.)	30	1 241	104	120	50	214	752
Faasbender (40)	América Central (cen. volc.)	34	1 142	92	55	124	274	486
Tarfur y Blasco (101)	Colombia, Valledupar	11	415	27	49	67	161	114
Bastidas et al. (8)	Colombia, Putumayo	45	1 270	226	189	40	431	379
Blasco (14)	Colombia, Nariño,							
	Atliplano		1 442	155	177	138	858	123
	Medio		534	57	48	53	301	74
Blasco y Bohórquez (13)	Colombia, Cauca	11	591	32	54	36	344	120
Westin y Brito (10)	Venezuela	23	204	21	28	18	—	80
Faasbender y Díaz (46)	Brasil, Maranhao	8	600	17	21	15	107	437
Cabala y Faasbender (19)	Brasil, Bahía	8	713	11	42	31	200	432
Vieira y Bornemisa (109)	Brasil, Amazonas, Latosol No Latosol	7	369	52	37	10	—	147
		5	556	28	88	12	—	216
Coulot y Bolaños (28)	Argentina, Buenos Aires	3	646	19	19	49	3	805
Ahmad y Jones (1)	Barbados	6	1 725	185	128	413	322	—
Benavides (10)	Colombia		179	1	19	2	19	138
CIAT (26)	Colombia		130	1	26	1	—	101
Faasbender et al. (53)	Puerto Rico							
	Utiatas	6	468	6	20	147	221	—
	Hor. B	16	315	4	6	53	218	—
	Hor. C	10	416	3	9	66	336	—
	Oxiteoles	7	650	24	109	15	260	—
	Hor. B	20	531	4	79	10	365	—
	Hor. C	2	264	2	28	5	221	—

dio, la participación del P orgánico es igual a la del P inorgánico. La interpretación correcta de los análisis exige la consideración individual de los suelos o grupos de suelos.

De manera general se ha encontrado que algunos factores, como la temperatura, la precipitación pluvial, la acidez del suelo, la actividad biológica y el grado de desarrollo de los suelos, determinan la participación de las fracciones orgánicas e inorgánicas en el P total. Estos factores fueron discutidos en el Capítulo Segundo. En condiciones de acumulación de materia orgánica en el suelo (baja temperatura y alta precipitación; acidez del suelo; y escasa actividad biológica), predominan los fosfatos orgánicos.

De acuerdo con la estructura química, en la materia orgánica existen cinco tipos principales de compuestos fosfatados: fosfolípidos, ácidos nucleicos, fosfatos metabólicos, fosfoproteínas, y fosfatos del ácido inositoheptafosfórico o inositol. La fracción principal está formada por los del quinto grupo, los que llegan a constituir el 50% del P orgánico; en algunos suelos, esta proporción alcanza hasta el 75%. El inositol forma con el fósforo un éster, denominado fitina; las sales de esta última, filatos de Ca, Fe y Al, son los compuestos más comunes. Los ácidos nucleicos son fácilmente mineralizables.

Para caracterizar el P orgánico se utiliza la relación C:N:P orgánico. Esta relación es muy variable. Black y Goring (12) indican que el promedio es de 110:9:1. Se ha indicado que en suelos de áreas tropicales se presentan relaciones C/(P orgánico) del orden de 200 a 300/1. En suelos de Africa se encontró que la relación C/(P orgánico) es ligeramente mayor en los suelos de sabana que en los forestales. En el Cuadro 8.3 se encuentran algunos datos sobre suelos de América Latina; los valores son muy variables. En la Figura 8.1 se presenta, gráficamente, la relación entre el porcentaje de carbono y el contenido de P orgánico en suelos centroamericanos.

Fosfatos inorgánicos

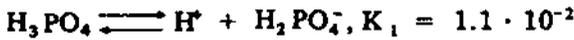
Entre los fosfatos inorgánicos se pueden distinguir formas químicamente bien definidas y cristalizadas, y otras no bien cristalizadas o amorfas, como los fosfatos adsorbidos y presentes en la solución del suelo.

Entre los fosfatos cristalinos se considera a los cálcicos, a los aluminicos y a los férricos. Entre los primeros, son de importancia: el fosfato monocálcico, $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$; el fosfato dicálcico, CaHPO_4 , y sus formas hidratadas $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ y $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; las apatitas hidroxidadas, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ y sus variantes fluorada y carbonática. Entre los segundos se destacan: el fosfato aluminico (variscita, $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y los fosfatos férricos o ferrosos (vivianita, $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, y estrengita, $\text{Fe}_4\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Existen también algunos fosfatos cristalinos complejos, derivados de la transformación de fertilizantes, como taranakitas, fosfatos octacálcicos, gorceixita, crandalita y otros.

Por otro lado se deben considerar formas químicamente no bien definidas, no bien cristalizadas o amorfas, como los fosfatos adsorbidos al complejo coloidal y los ocluidos en los hidróxidos de Al, Fe y Mn a través de su proceso de cristalización y crecimiento. Estos fosfatos se

denominan, generalmente, fosfatos ocluidos o inertes.

El fósforo en forma de ácido fosfórico se encuentra en cantidades muy pequeñas en la solución del suelo. De acuerdo con las constantes de disociación del ácido fosfórico:



entre pH 2 y 7, predominan iones H_2PO_4^- , y entre pH 7 y 12, los iones HPO_4^{2-} , por lo que en la mayor parte de los suelos se presenta H_2PO_4^- en su parte acuosa.

Fraccionamiento de fosfatos inorgánicos

La técnica de Chang y Jackson (23, 24) ha sido ampliamente aceptada para el análisis de las diferentes fracciones de fosfatos inorgánicos. Este método está basado en la extracción sucesiva de las diferentes formas, usando extractores específicos:

- Fosfatos adsorbidos y altamente solubles en NH_4Cl . 1N
- Fosfatos aluminicos con NH_4F . 0.5N, pH7
- Fosfatos férricos con NaOH . 1N
- Fosfatos cálcicos con H_2SO_4 . 0.5N
- Fosfatos solubles en reductante con citrato de sodio y ditionito de sodio. 0.3N
- Fosfatos ocluidos con NaOH ó NH_4F , según su oclusión en hidróxidos de Fe ó Al.

Analizando los fosfatos inorgánicos del suelo, se han podido establecer criterios sobre su distribución. Esta última depende, en primer lugar, del grado de meteorización y desarrollo de los suelos. En los recientes predominan los fosfatos cálcicos; en los medianamente desarrollados se presentan proporciones balanceadas de los diferentes fosfatos inorgánicos, y en los maduros predominan más bien los fosfatos ocluidos en los hidróxidos de Al, Fe y Mn.

En la Figura 8.2 se pueden observar los resultados correspondientes con una cronosecuencia de suelos de Honduras (85); en las condiciones de Australia se han encontrado resultados similares. Según estos estudios, los fosfatos de calcio predominan en suelos jóvenes y disminuyen con el grado de meteorización; en cambio, los fosfatos de Al y Fe aumentan hasta un punto en el cual los fosfatos ocluidos pasan a ser las formas más importantes de este elemento. En los suelos maduros, la mayor parte de los fosfatos inorgánicos se encuentra en las concreciones.

Asimismo, la distribución de los fosfatos inorgánicos se ve influida por las condiciones de pH del suelo. En reacciones neutras o alcalinas predominan los fosfatos de calcio; en condiciones ácidas, los de Fe y Al. Esto es explicable con base en los productos de solubilidad de los diferentes fosfatos, como se verá más adelante. Se han encontrado correla-

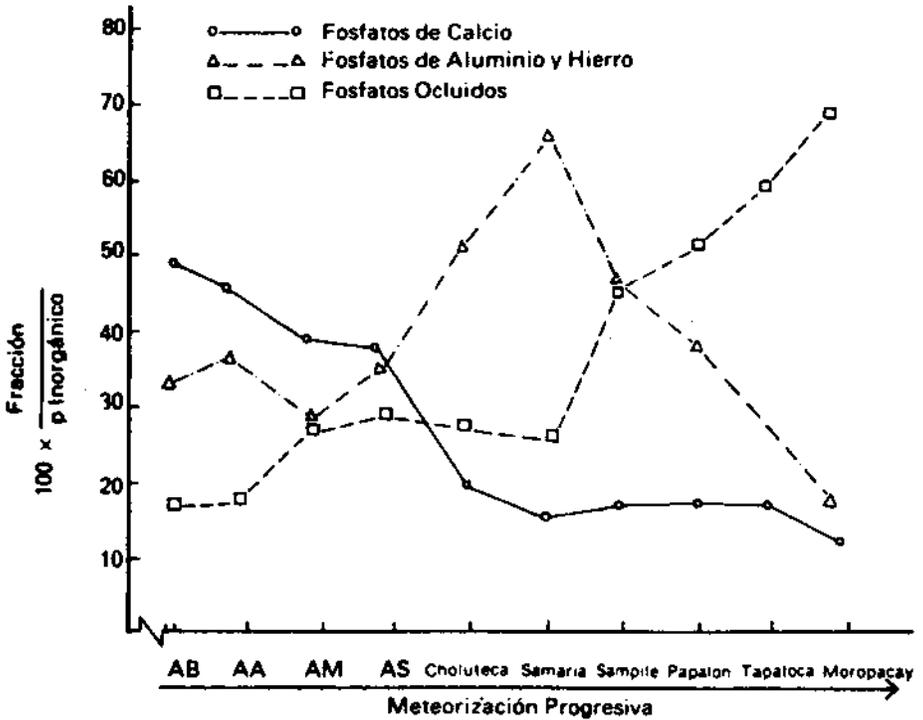


Fig. 8.2. Evaluación de fosfatos inorgánicos en función de la evaluación en una cronosecuencia de suelos de Honduras. (Según Morillo y Faasbender (85)).

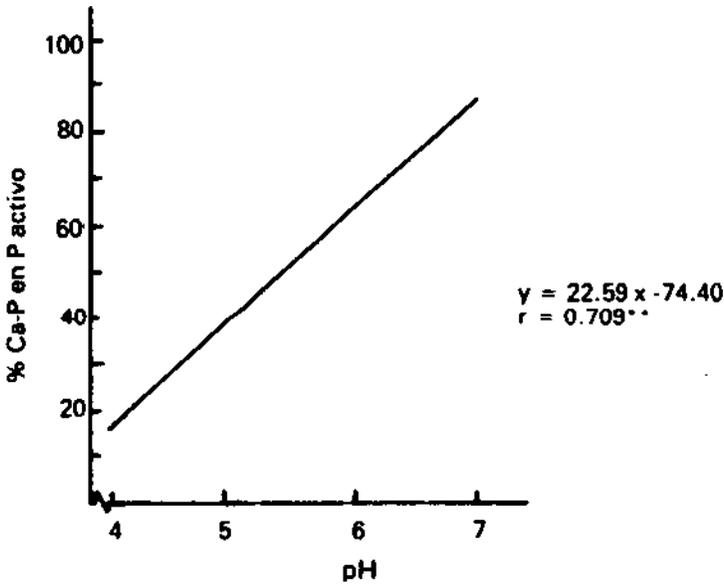


Fig. 8.3. Correlación entre el pH y los fosfatos cálcicos. (Según Faasbender, Müller y Balardi (38)).

ciones significativas entre las formas inorgánicas y el pH, examinando ambos aspectos en suelos lateríticos de los Estados Unidos de América, Puerto Rico y Centroamérica. En la Figura 8.3 se observa la relación entre el porcentaje de los fosfatos cálcicos en los activos, en función del pH para 110 suelos. Una relación inversa se encontró entre la contribución de los fosfatos de Fe y Al (Figura 8.4). El punto de intersección de las dos regresiones, entre el pH y el porcentaje de los fosfatos de calcio y hierro, ocurre con un valor de pH CaCl_2 de 4.9; este punto representa la línea divisoria de la predominancia de uno u otro de los fosfatos inorgánicos del suelo.

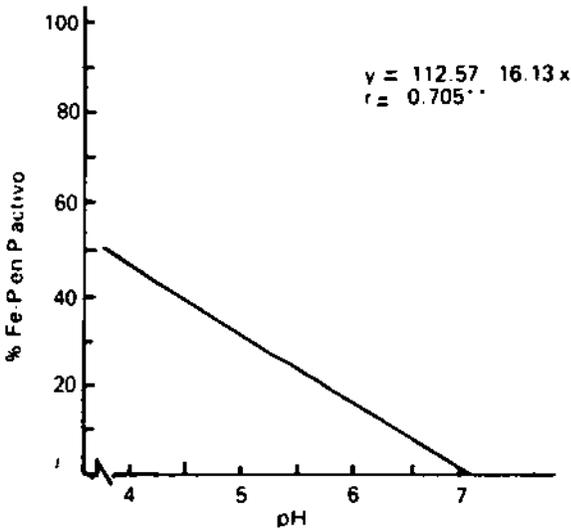


Fig. 8.4. Correlación entre el pH y los fosfatos férricos. (Según Fassbender, Müller y Balerdi (38)).

Se ha informado que la distribución de los fosfatos inorgánicos también depende de la granulometría del suelo: en los arenosos predominan los fosfatos cálcicos y en los arcillosos los aluminicos y férricos. Las condiciones de inundación, como se presentan en los suelos arroceros o pantanosos, propician la acumulación de fosfatos ferrosos.

Según los valores del Cuadro 8.3 los fosfatos de calcio se destacan: en los suelos de México, analizados por García (58); en los derivados de cenizas volcánicas de América Central; en los de Barbados, analizados por Ahmad y Jones (1); y en los de la provincia de Buenos Aires (Coulot y Bolaños (28)). Los fosfatos de hierro y aluminio son muy importantes en algunos suelos de Costa Rica (Chaverri (25)), de Colombia (Blasco (14), Fassbender y Guerrero (52)), de Puerto Rico (Fassbender, *et al.* (53)), de Venezuela (Westin y Brito (110)) y en los de la Amazonía del Brasil (Vieira y Bornemisza (109)).

Cuadro 8.4. Contenido porcentual de fosfatos inertes en algunos suelos de Puerto Rico. (Según Fassbender, Beinroth y Sarmiento (53)).

Grupo 1 Serie de suelos	Porcentaje de P ocluido		
	Horizonte A	Horizonte B	Horizonte C
Inceptisoles			
Oxic Humitropept (Picacho)	67.4	93.9	87.6
Ultisoles			
Typic Tropohumult (Carreras)	43.5	75.0	99.4
Orthoxic Tropudult (Torres)	37.6	88.3	93.5
Orthoxic Tropohumult (Daguey)	49.0	89.9	99.3
Epiaquic Orthoxic Tropohumult (Los Guineos)	54.9	55.0	59.9
Inceptisoles y Ultisoles	47.2	69.2	75.4
Oxisoles			
Tropeptic Eustrustox (Coto)	72.1	81.8	—
Tropeptic Eutrothox (Bayamon)	70.9	71.8	105.6
Tropeptic Haploorthox (Catalina)	52.7	88.8	—
Ultic Haploorthox (Piña)	24.6	72.5	—
Typic Acrorthox (Nipe)	58.1	75.3	79.0
Oxisoles	40.0	68.7	87.1

Los fosfatos ocluidos se presentan en aproximadamente todos los suelos estudiados; estos fosfatos, que pueden ser considerados inertes, presentan una solubilidad muy reducida y una disponibilidad muy escasa para las plantas. La importancia de esta fracción para suelos de los grupos Ultisoles y Oxisoles, se puede estimar en el Cuadro 8.4, en el que se expresa el porcentaje de P inerte del total en el suelo, separando los horizontes A, B y C. Cuanto más meteorizado el suelo, mayor es el contenido porcentual de fosfatos inertes.

En la interpretación de las formas de P en los suelos, debe tomarse en cuenta su distribución y la profundidad de los perfiles. Como resultado de la acumulación biológica, el contenido de P orgánico es más alto en horizontes superficiales; las formas inorgánicas aumentan, generalmente, con la profundidad. En la Figura 8.5 se aprecia la distribución de las formas de P en un suelo Cryandep de Colombia y en un Haploorthox de Puerto Rico. Aquí se puede discutir el problema del P en los suelos tropicales: en los suelos derivados de cenizas volcánicas, el contenido de P es alto (los fosfatos orgánicos, de calcio y aluminio, constituyen las fracciones más importantes); los suelos de sedimentos altamente meteorizados tienen un bajo contenido de P, predominando en ellos los fosfatos de hierro ocluidos.

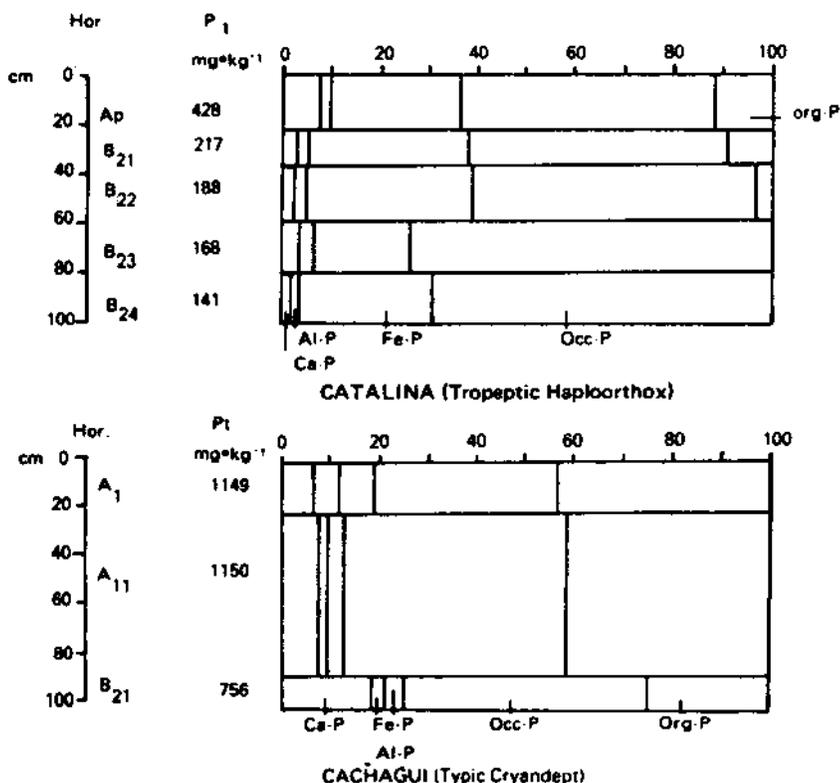


Fig. 8.5. Distribución de las formas de P en un Haploorthox de Puerto Rico; (según Fassbender, Beinroth y Sarmiento (53)); y en un Cryandept de Colombia. (Según Fassbender y Guerrero (52)).

Identificación de fosfatos inorgánicos con base en sus isotermas de solubilidad.

El método actualmente usado para identificar los fosfatos inorgánicos en los suelos, consiste en comparar la actividad iónica de las soluciones equilibradas del suelo con la actividad iónica de los diferentes fosfatos inorgánicos que se presentan en ellos (Olsen y Khasawneh (88); Ulrich (106); Ulrich y Khanna (107); Fassbender *et al.* (47)).

Los trabajos de Aslyng (2), y Clark y Peech (27) sobre los productos de solubilidad de los fosfatos cálcicos del suelo, marcaron el inicio de una nueva orientación en esta ciencia. Estos autores derivaron los parámetros del potencial del fosfato monocálcico ($p H_2PO_4 + 0.5 p Ca$) y del potencial cálcico ($pH - 0.5 p Ca$), estableciendo las siguientes relaciones para los diferentes fosfatos cálcicos que se presentan en el suelo:

$$p H_2PO_4 + 0.5 p Ca = (pH - 0.5 p Ca) - 0.66$$

para el fosfato dicálcico;

$$p H_2 PO_4 + 0.5 p Ca = 1.66 (pH - 0.5 p Ca) - 3.30,$$

para el fosfato octocálcico;

$$p H_2 PO_4 + 0.5 p Ca = 2.33 (pH - 0.5 p Ca) - 4.70,$$

para la apatita hidroxidada.

La derivación de estos parámetros se basó en los productos de solubilidad de los diferentes fosfatos (ver Cuadro 8.5). Por ejemplo, de acuerdo con la ley de acción de las masas, el producto de solubilidad de la apatita hidroxidada es $5 p Ca + 3 p PO_4 + p OH = 57.5$ (Ulrich (106)). En varios pasos, este se puede transformar en el potencial de fosfatos cálcicos; usando el producto iónico de la disociación del agua ($p OH = 13.96 - pH$) y la tercera constante de disociación del ácido fosfórico ($p PO_4 = 12.02 + p HPO_4 - pH$), se transforma en:

$$5 p Ca + 3 p HPO_4 - 4 pH = 7.48$$

Usando la segunda constante de disociación del ácido fosfórico

$$p HPO_4 = 7.19 + p H_2 PO_4 - pH, \text{ se obtiene.}$$

$$5 p Ca + 3 p H_2 PO_4 - 7 pH = - 14.09$$

Dividiendo toda la ecuación entre tres, se obtiene:

$$1.66 \cdot p Ca + p H_2 PO_4 - 2.33 \cdot pH = - 4.70$$

Esto se puede transformar en:

$$0.5 p Ca + p H_2 PO_4 = 2.33 \cdot (pH - 0.5 p Ca) - 4.70$$

Finalmente se obtiene:

$$0.5 p Ca + p H_2 PO_4 = 2.33 \cdot (pH - 0.5 p Ca) - 4.70$$

Esta formulación corresponde al potencial químico de fosfato de calcio de la apatita hidroxidada, como se indicó anteriormente.

Se puede derivar las isotermas de solubilidad para cada uno de los fosfatos presentes en el suelo, a partir de sus productos de solubilidad, y representarlas en un diagrama como el propuesto por Aslyng (2), el que permite identificar los fosfatos de calcio en los suelos y también los productos de transformación de fertilizantes fosfatados.

Para los fosfatos de aluminio, cristalinos o amorfos, que se presentan preferentemente en suelos ácidos, Lindsay y colaboradores (78, 79); Clark y Peech (27); y Taylor y Gurney (103) proponen las siguientes relaciones entre el potencial del ácido fosfórico ($pH + p H_2 PO_4$) y el potencial alumínico ($pH - 0.33 p Al$):

$$pH + p H_2 PO_4 = 3 (pH - 0.33 p Al) + 2.5,$$

para el fosfato aluminico;

$$\text{pH} + \text{p H}_2\text{PO}_4 = 3(\text{pH} - 0.33 \text{ p Al}) + 0.5,$$

para el fosfato aluminico amorfo.

Cuadro 8.5. Productos de solubilidad de algunos ortofosfatos presentes en suelos a 25° C (Fassbender (50)).

Fosfato	Fórmula	pK	Relación Cation/P
Monocálcico anhidro	$\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$	2.03	1:2
Monocálcico hidratado	$\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	1.14	1:2
Dicálcico anhidro	CaHPO_4	6.66	1:1
Dicálcico dihidratado	$\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	6.56	1:1
Dimagnésico	$\text{MgHPO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	5.82	1:1
Octacálcico	$\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	46.90-47.90	4:3
Apatita hidroxidada	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$	111.82-115.00	5:3
Apatita fluorada	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$	120.86	5:3
Aluminico (variscita)	$\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	21.5 -22.5	1:1
Férrico (estrengita)	$\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	35.35	1:1
Aluminico cálcico	$\text{CaAlH}(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	39.0	—
Aluminico potásico	$\text{KAl}_2(\text{PO}_4)_2\text{OH} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	55.1	—
Tarakanita potásica	$\text{H}_6\text{K}_3\text{Al}_5(\text{PO}_4)_8 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$	178.7	8:13
Tarakanita amónica	$\text{H}_6(\text{HN}_4)_3\text{Al}_5(\text{PO}_4)_8 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$	175.5	8:13

Lindsay y Moreno (78) expusieron un diagrama único de la solubilidad de los fosfatos que se presentan en el suelo, como una función del $\text{p H}_2\text{PO}_4$ y el pH.

Posteriormente, Ulrich y Khanna (107) propusieron otro diagrama único de la solubilidad de los fosfatos del suelo. La solubilidad de los fosfatos de aluminio la expresan en función del potencial del ácido fosfórico, como se indicó antes, y recalculan este parámetro, igualmente, para los fosfatos cálcicos presentes en el suelo. Las relaciones correspondientes son:

$$\text{pH} + \text{p H}_2\text{PO}_4 = 2(\text{pH} - 0.5 \text{ p Ca}) - 0.53,$$

para el fosfato dicálcico;

$$\text{pH} + \text{p H}_2\text{PO}_4 = 2.66 \cdot (\text{pH} - 0.5 \text{ p Ca}) - 3.26,$$

para el fosfato octocálcico;

$$\text{pH} + \text{p H}_2\text{PO}_4 = 3.33 \cdot (\text{pH} - 0.5 \text{ p Ca}) - 4.73,$$

para la apatita hidroxidada.

En el diagrama, la transición del pH - 0.5 p Ca al pH - 0.33 p Al, fue lograda con base en la correlación encontrada entre estos dos parámetros al analizar una gran cantidad de suelos.

Fassbender, Müller y Roldán (47) evaluaron, en 90 suelos de Centroamérica, el uso de los diferentes diagramas de solubilidad de fosfatos, utilizando para ello el diagrama de Ulrich y Khanna (107). En la Figura 8.6 se observan tres grupos de suelos definidos. En condiciones de pH - 0.5 p Ca mayores que 4.5 se localizan 30 de los suelos estudiados, los que presentaron una solubilidad ordenable a la de la apatita hidroxidada, y otros cuatro suelos que se aproximan en su solubilidad a las del fosfato dicálcico u octocálcico. Estos suelos presentaron un metabolismo típico de fosfatos de calcio.

En condiciones de pH - 0.33 p Al menores que 3.9 (equivalente a pH - 0.5 p Ca (3.5)), 15 de los suelos considerados mostraron una solubilidad que corresponde a la del fosfato de aluminio amorfo. En ninguno de los casos la solubilidad de los fosfatos de los suelos analizados equivale a la de la variscita.

La presencia de estos fosfatos de aluminio amorfos se explica a través de las interacciones con minerales arcillosos amorfos, como el alofán, que son muy frecuentes en los suelos derivados de cenizas volcá-

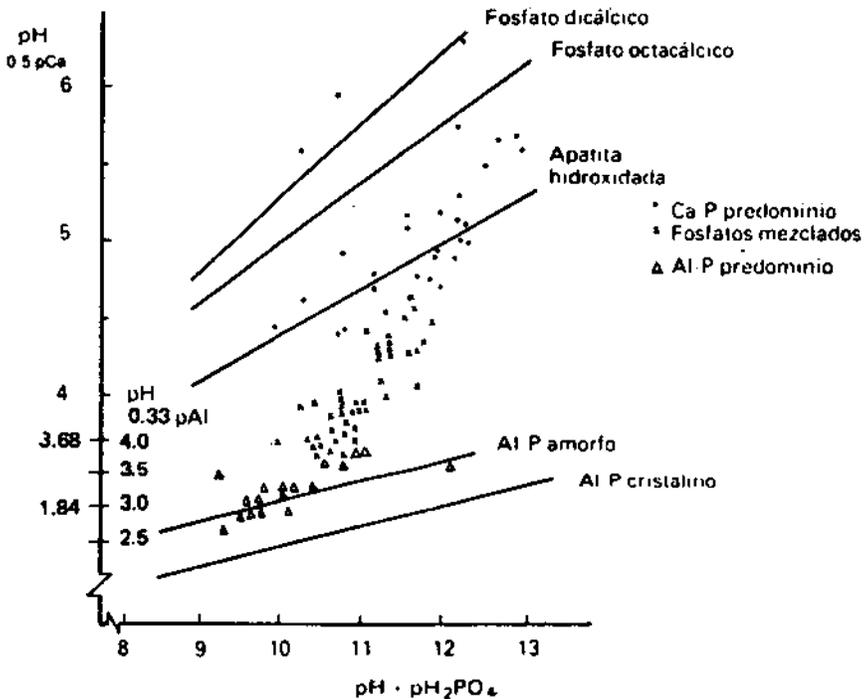


Fig. 8.6. Identificación de los fosfatos inorgánicos, utilizando sus isotermas de solubilidad, en suelos de América Central. (Según Fassbender, Müller y Roldán (47)).

nicas y, desde luego, en suelos de América Central. Estos resultados coincidieron con los obtenidos al fraccionar los fosfatos inorgánicos de los suelos estudiados.

La ventaja en la utilización de este método para la identificación de fosfatos inorgánicos, fue constatada al analizar otros perfiles de suelos derivados de cenizas volcánicas de Colombia (Fassbender y Guerrero (52)). Según se ve en la Figura 8.7, en la mayor parte de las muestras de suelos se identifican fosfatos de aluminio amorfos, seguramente como resultado de las interacciones con alofán; en algunas muestras, especialmente en las de horizontes profundos, se encuentran apatitas hidroxidadas.

En la Figura 8.8 se presentan los resultados obtenidos al estudiar la solubilidad de los fosfatos inorgánicos, en suelos de Brasil (49). Se observa que los fosfatos de esos suelos no alcanzan, ni siquiera la solubilidad de los fosfatos de aluminio; esto podría interpretarse como que la solubilidad de los fosfatos de los suelos estudiados corresponde a la de los fosfatos férricos lo cual fue demostrado al realizar un fraccionamiento con la técnica de Chang y Jackson (ver Cuadro 8.3).

La determinación del potencial químico de los fosfatos cálcicos, aluminicos o férricos en suelos, se hace mediante el método de hidrólisis de cambio (ver Capítulo Cuarto: los conceptos de intensidad y capacidad en la disponibilidad de cationes). Se obtiene la solución del equilibrio del suelo, se determina el pH y las concentraciones de P, Ca, Mg y K, y con ellas se calculan: las fuerzas de iones, los coeficientes de actividad iónica y las actividades iónicas de H_2PO_4^- . Como en la determinación se obtiene la concentración de P, algunos cálculos son necesarios para expresarla como actividad iónica de H_2PO_4^- para lo cual se usa la siguiente fórmula de Ulrich:

$${}^a\text{H}_2\text{PO}_4 = C_p \frac{{}^a\text{H} \cdot f_2}{6.53 \cdot 10^{-8} + {}^a\text{H} \cdot \frac{f_2}{f_1}}$$

donde:

a = actividad iónica en mol/l
 C = concentración en mol/l

f_1 y f_2 = coeficientes de actividad iónica para elementos mono y divalentes.

$6.53 \cdot 10^{-8}$ = constante derivada de los productos de ionización del ácido fosfórico.

Finalmente, la actividad iónica de los fosfatos se puede expresar como $0.5 p \text{ Ca} + p \text{ H}_2\text{PO}_4$ o potencial del fosfato monocalcico (Aslyng (2)), y $p\text{H} + p \text{ H}_2\text{PO}_4^-$ o potencial fósforo (Ulrich y Khanna (107)).

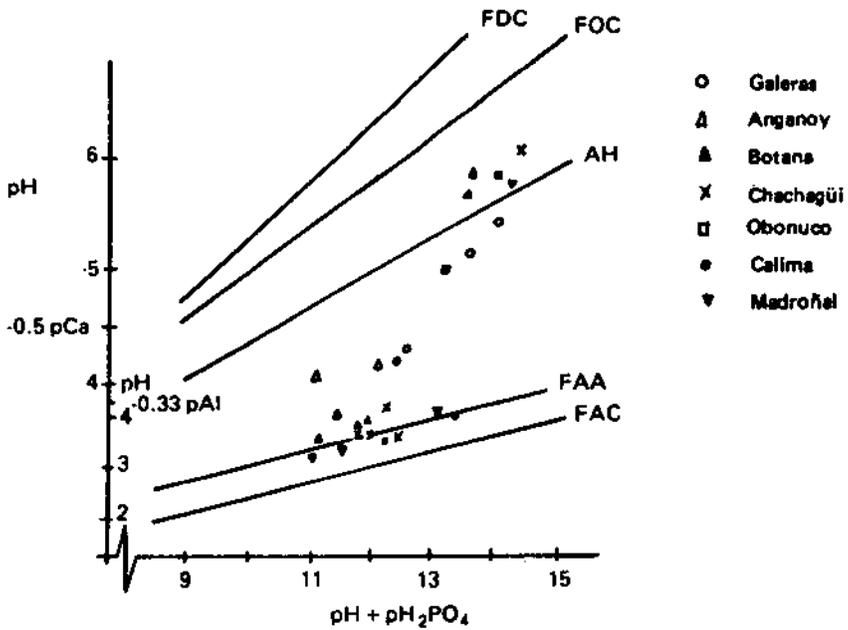


Fig. 8.7. Identificación de fosfatos inorgánicos en suelos de Pasto y Calima, Colombia. (Según Fassbender y Guerrero (52)).

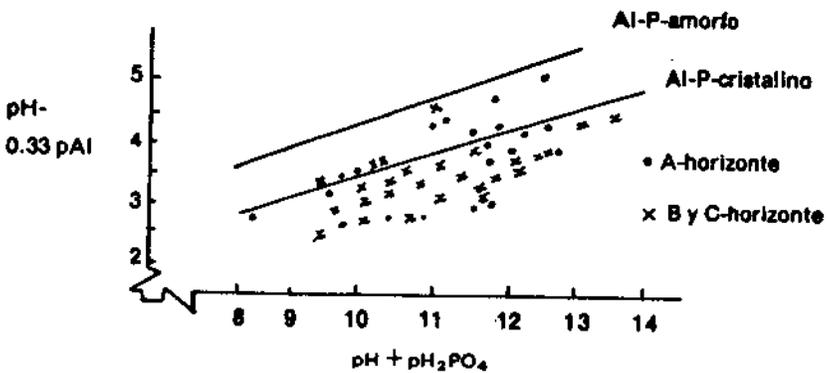


Fig. 8.8. Identificación de los fosfatos inorgánicos de suelos del Brasil. (Según Fassbender (49)).

CICLO DEL FOSFORO EN EL SUELO

Ciclo del fósforo

En la Figura 8.9 se presenta, en forma esquemática, el ciclo del P en la naturaleza. Se observa que las interacciones no sólo se limitan al suelo con las plantas (ecosistema), sino que también participan la hidrosfera (percolación) y litosfera (mineralización). Sin embargo se puede notar que el P circula en una forma química única del ácido fosfórico (H_3PO_4). Las plantas utilizan el ión fosfato ($H_2PO_4^-$), el que es incorporado en sustancias orgánicas (ver Capítulo Segundo). Una parte de las plantas, después de la cosecha, se incorpora nuevamente al suelo; aquí, los fosfatos orgánicos son mineralizados, liberándose ácido fosfórico en la solución del suelo. A través de la mineralización de las rocas parentales, también se produce la aparición de iones fosfatos en la solución. El ión fosfato puede ser adsorbido en la superficie de partículas coloidales y precipitado en forma de fosfatos de Ca, Al y Fe. Al disolverse los fertilizantes aplicados al suelo, aumenta la concentración de $H_2PO_4^-$ en la solución del suelo; se aceleran los procesos de absorción y precipitación; y, de este modo, parte del P aplicado es fijado en el suelo. Bajo fertilizaciones masivas es posible que se dé una pérdida de P al ser lixiviado en la capa freática del suelo. Los diferentes procesos del ciclo del P se verán, en detalle a continuación:

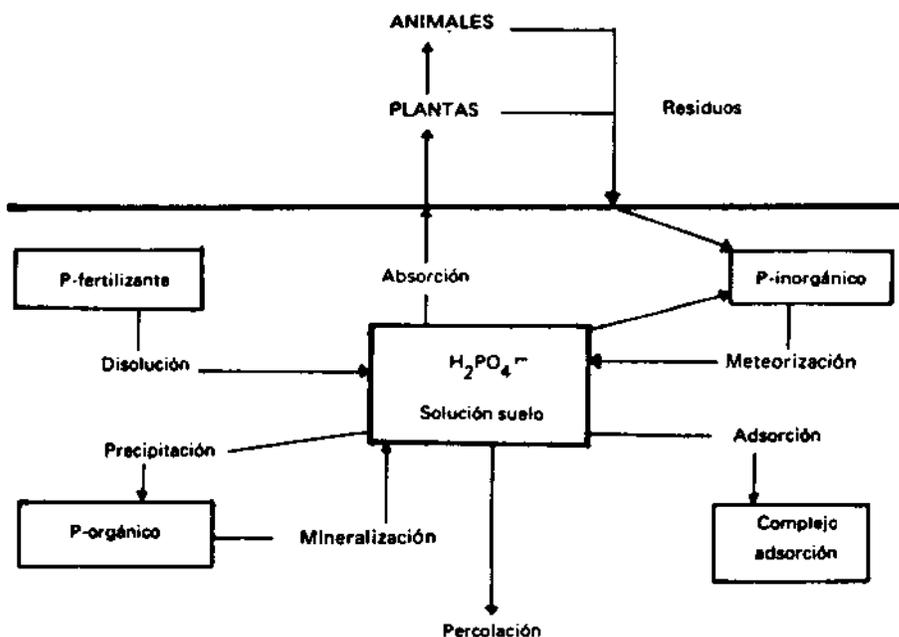


Fig. 8.9. Representación esquemática del ciclo del fósforo.

Mineralización de fosfatos orgánicos

La mineralización del P orgánico se desarrolla de acuerdo con un esquema similar al presentado para el N orgánico. A partir de los compuestos polimerizados (nucleoproteínas) se forman compuestos más simples (proteínas y ácidos nucleicos) y así se libera ácido fosfórico. La participación de los microorganismos en los procesos de mineralización es muy importante; se han encontrado más o menos 30 especies predominantes en la mineralización del P orgánico. Entre las bacterias: *Serratia carollera* var. phosphaticum; *Bacillus megatherium* var. phosphaticum; *B. mesentericus*; *B. vulgatus*; *B. subtilis*. Levaduras: *Rodentrelaria mucilaginoso*. Hongos: *Saccharomyces ellipsoideus*. Estos microorganismos habitan en la rizosfera y producen la liberación de iones de fosfato que son directamente aprovechables por la planta. La mayor parte de los microorganismos del suelo (*Arthrobacter*, *Aspergillus*, *Penicillium*, *Rhizophus*, *Streptomices*) no son selectivos, pero sí capaces de producir fosfatasas, nucleidasas y fitasas que catalizan el proceso metabólico. La actividad microbiana es afectada por diferentes factores, entre los que se destacan:

- la temperatura,
- la humedad, y
- la reacción del suelo.

La mineralización de P orgánico, generalmente, se ha estudiado en condiciones de laboratorio en experimentos de incubación. Este proceso es óptimo con pH altos (entre 5.5 y 7.0), con una temperatura entre 25 y 45°C y en condiciones intermedias de humedad. En condiciones de humedad cambiantes (sequedad-humedad) se favorece la mineralización; al humedecer una muestra de suelo seca (ajustando su tensión a 0.33 bar y someterla a una temperatura específica (30°C)) se produce un primer flujo de mineralización, como consecuencia de la disponibilidad de compuestos orgánicos fáciles de metabolizar. Al aumentar el P disponible, la población microbiana se desarrolla considerablemente, lo cual lleva a la inmovilización del fósforo. Así se producen también en condiciones de campo, fases de mineralización e inmovilización alternas; como producto final se espera una liberación de P y una mejora en su disponibilidad. Los resultados de experimentos de este tipo fueron publicados por Blasco (15) (Figura 8.10). La adición de glucosa y la práctica del encalado aceleran la mineralización al mejorar, de manera general, las condiciones de desarrollo de los microorganismos.

Adsorción de fosfatos

La adsorción de iones fosfatos hacia la superficie del complejo coloidal, como partículas de arcilla, materia orgánica e hidróxidos de Al y Fe - debido a las cargas electropositivas de la superficie de estos componentes - fue discutida ampliamente en el Capítulo Cuarto correspondiente al intercambio aniónico. Sólo se debe recordar que se trata de un proceso de transformación de P que ocurre junto con el de la precipitación de fosfatos, los que analítica y matemáticamente no se pueden diferenciar.

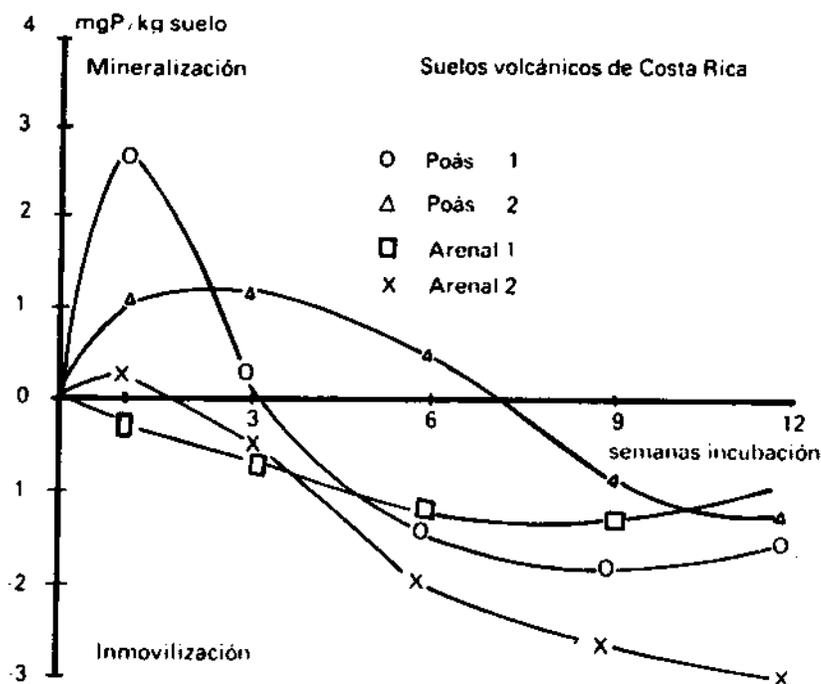


Fig. 8.10. Metabolismo del P en algunos suelos de Costa Rica (0.33 bar, a 30°C). (Según Blasco (15)).

Precipitación de fosfatos

En las condiciones existentes en el suelo, los iones fosfatos que se liberan a través de la disolución de fertilizantes fosfatados, no son estables, ni permanecen en su forma original, sino que son objeto de transformaciones de adsorción y precipitación. Estas reacciones son de especial importancia.

Al disolverse un gránulo de superfosfato triple (fosfato monocálcico) se forma una solución de ácido fosfórico ácida (pH 1.8, Cuadro 8.10), la que al reaccionar con los diferentes cationes existentes en la solución del suelo (Ca, Fe, Al), da origen a la precipitación de fosfatos cristalinos o amorfos, menos solubles, de Ca, Fe y Al. En algunos casos se forman fosfatos mixtos de carácter muy complejo. Sample, Soper y Racz (93) indican la precipitación de 67 fosfatos diferentes, a partir de soluciones de fosfatos monocálcicos, dicálcico, monoamónico, diamónico, monopotásico, y dipotásico, en distintas condiciones con la presencia de Ca, Mg, K, NH_4 , Al y Fe en la solución reactiva. Estos productos de la precipitación representan, luego, fuentes secundarias de P para las plantas; su identificación y el conocimiento de sus propiedades son de gran importancia.

Los suelos de áreas tropicales se presentan asociados por lo general con: un pH bajo; grandes cantidades de hidróxidos de Al y Fe; gran cantidad de cargas electropositivas y electronegativas de adsorción de

fosfatos. Pero asociados con un pH bajo, aumentan las cantidades de Al y Fe cambiables, resultando así la precipitación de fosfatos. El dilema de la adsorción o precipitación del P como proceso responsable de la fijación o retención de ese elemento, ya ha sido examinada en el Capítulo Cuarto; aquí es de mayor interés discutir un método único de determinación de la fijación del P.

Así, la fijación de P en algunos suelos de América Latina se ha estudiado haciendo uso en parte de ^{32}P . Los resultados, expresados en un porcentaje de retención en condiciones de laboratorio a partir de $2\,500\text{ mg P} \cdot \text{g}^{-1}$ suelo después de seis horas de agitación, se presentan en el Cuadro 8.6 y en la Figura 8.11.

En estos estudios se ha encontrado que la capacidad de fijación del P correlaciona significativamente con el contenido de: materia orgánica, hidróxidos libres de Al y Fe y arcilla de los suelos (ver Cuadro 8.7). Los factores más importantes son: el pH (ver Figura 8.12), y el contenido de hidróxidos libres de Fe en la materia orgánica.

En la Figura 8.11 se presenta la distribución de algunos suelos de América Central estudiados en función de su retención de P. La mayor parte de ellas retiene entre 25 y 35% del P ofrecido. La técnica aplicada permite conocer el comportamiento de un suelo ante una adición de P, pero no considera en términos agronómicos, relacionados con las condiciones de campo, la cantidad de fertilizante que se perderá, ni tampoco el grado de disponibilidad de fosfatos retenidos.

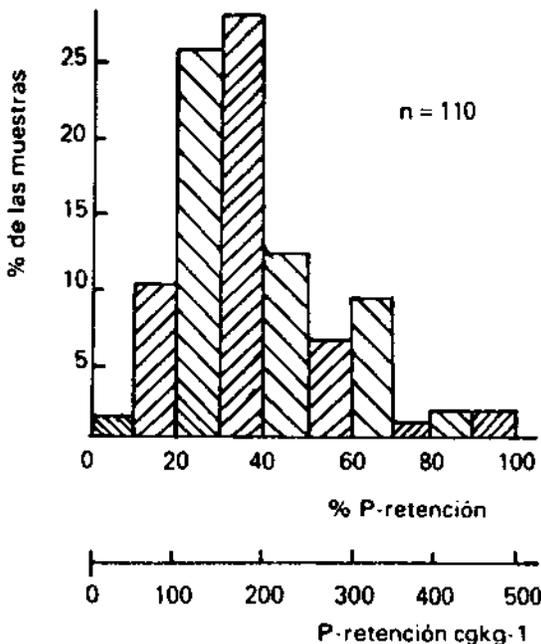


Fig. 8.11. Distribución de algunos suelos de América Central en función de su capacidad de fijación de Fósforo. (Según Fassbender (39)).

Cuadro 8.6. Retención de P en algunos suelos de América Latina.

Suelo	% Retención	Suelo	% Retención	Suelo	% Retención
Aluviales		Andosoles		Latosoles	
Honduras (Morillo y Fassbender (85))		Costa Rica (Fassbender (40))		Maranhao, Brasil (Roeder (91)).	
AA	42.4	Acquiarez	88.0	Capinambi	87.0
AB	39.2	Cervantes	74.7	Maracaja	84.2
AM	37.6	Guayabo	85.9	Gurupi	87.5
Choluteca	59.3	Birrisito	92.4	Paxiuba	86.1
Tapatoca	53.6	Juan Viñas	49.1	Sabá	91.8
AS	42.4			Toa	86.4
Sampile	49.3			Turi	87.0

Cuadro 8.7 Correlaciones entre la capacidad de fijación y las características del suelo ($y = \% \text{ fijación de P}$; $x = \text{características del suelo}$). (Según Fassbender (4)).

Factor de fijación	Ecuación de regresión	Coefficiente de correlación
pH	$y = 266.37 - 68.22x + 4.910x^2$	$R = 0.378^{**}$
% arcillas	$y = 36.52 + 0.25x + 0.006x^2$	$R = 0.060$
Al extraíble	$y = 27.44 + 13.89x + 1.312x^2$	$R = 0.284$
% Fe_2O_3 -libre	$y = 17.63 + 10.83x + 0.890x^2$	$R = 0.432^{**}$
% C	$y = 25.00 + 3.32x + 0.219x^2$	$R = 0.359^{**}$

El estudio de las formas de retención del P es tan importante como la determinación de la capacidad de retención. Como se indicó antes, su diferenciación se puede hacer utilizando los extractores específicos, recomendados para las diferentes fracciones de fosfatos inorgánicos, según el método de Chang y Jackson (23). Como un ejemplo se presentan los resultados encontrados en algunos suelos de la Amazonia de Brasil (Cuadro 8.8).

Los valores del Cuadro 8.8 indican que la precipitación de fosfatos de Al, Fe y Ca, es más importante que la adsorción que equivale a la fracción de fosfatos solubles en $\text{NH}_4 \text{Cl}$. La precipitación de fosfatos de hierro predomina y tiene más importancia que la formación de otros fosfatos.

La importancia agronómica de la retención de P y sus formas químicas, fue demostrada por Bornemisza y Fassbender (17) en un estudio con fertilizantes radioactivos. Al aumentar la capacidad de fijación de P,

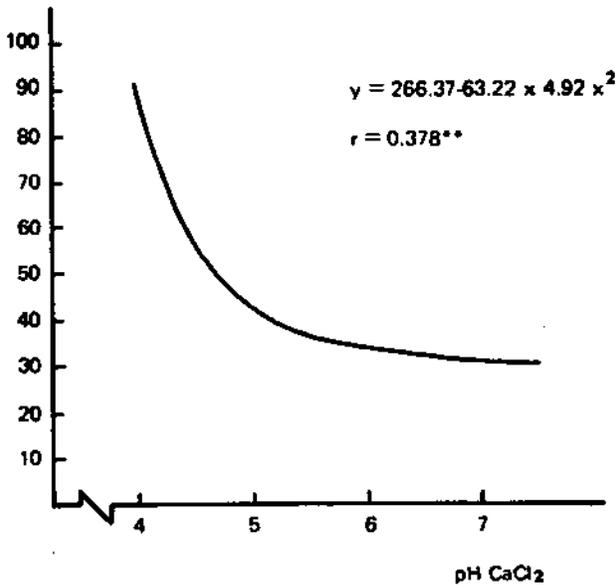


Fig. 8.12. Correlación entre el pH y la retención de P. (Según Fassbender (41)).

la respuesta a los fertilizantes disminuyó, advirtiéndose que ella está directamente ligada a la retención superficial de P en los suelos. La respuesta de las plantas no correlaciona con la retención en forma aluminica, ya que estos fosfatos presentan una menor solubilidad y, en consecuencia, una menor disponibilidad para las plantas.

Interpretación de las relaciones entre el suelo y la planta

En la Figura 8.13 se presenta un modelo simplificado de las relaciones suelo-planta, el que fue elaborado inicialmente para suelos derivados de cenizas volcánicas en América Central (Fassbender (40)). Las plantas absorben los iones $H_2PO_4^-$ directamente de la solución del suelo; la disponibilidad de P es caracterizada en ese medio por el potencial de los fosfatos cálcicos ($p H_2PO_4^- + 0.5 p Ca$), presentando una buena asociación matemática con la planta, ya que el coeficiente de correlación entre ambas variables es altamente significativo ($r = 0.677^{**}$). Dadas las pequeñas concentraciones de $H_2PO_4^-$ en la solución del suelo y su rápida absorción por las plantas, se tienen el $p H_2PO_4^- + 0.5 p Ca$ un parámetro de intensidad, una medida de la situación cambiante de P en el suelo. Del proceso de la absorción de P por las plantas resultará también la necesidad de reponer continuamente $H_2PO_4^-$ en la solución del suelo. Esto ocurre de acuerdo con la solubilidad y las cantidades de diferentes fosfatos presentes en la fase sólida del suelo. La caracterización de las fuentes de reserva o capacidad puede hacerse con los métodos de análisis de fosfatos orgánicos e inorgánicos y sus fracciones. Como se puede observar en la Figura 8.13, al establecer las asociaciones matemáticas entre las formas de P y $p H_2PO_4^- + 0.5 p$

Cuadro 8.8. Retención y distribución porcentual de sus formas en ocho latosoles de la Amazonia del Brasil. (Según Fassbender (42)).

Suelos	Horizonte		% Retención	Distribución porcentual de P retenido			
	Denominación	Profundidad (cm)		NH ₄ Clsoil	Al-P	Fe-P	Ca-P
1 Amarillo pesado	A ₁	0-10	31.08	6.0	29.3	61.9	2.8
	B ₂₁	44-90	33.10	11.7	27.7	57.6	3.0
2 Amarillo medio	A _p	0-35	28.41	6.5	22.7	67.6	3.3
	B ₂₁	87-120	30.27	6.3	20.3	69.2	4.2
3 Rojo amer. concr.	A ₁	0-12	37.07	7.4	28.2	61.1	3.3
	B ₂ cn	80-150	40.02	5.1	34.0	57.0	3.6
4 Concrecionario	A _t	0-15	31.70	6.2	19.0	72.0	2.6
	B ₂₁ cn	70-110	38.68	9.4	25.1	62.5	3.0
5 Amarillo húmico	A _p	70-10	41.89	4.0	41.4	51.7	3.9
	B ₂₁	0-15	41.01	6.4	40.7	50.3	2.6
6 Amarillo húmico concr.	A _p	0-15	51.58	2.0	54.8	39.4	3.8
	B ₂ cn	110-150	35.56	5.8	37.3	53.9	3.0
7 Rojo	A _p	0-20	26.92	7.9	12.6	75.1	4.4
	B ₂₁	80-110	36.26	5.8	24.4	65.1	4.7
8 Terra rosa estruc.	A _p	0-13	26.93	7.6	12.9	76.3	3.2
	B ₂	27-110	33.20	8.1	16.5	71.7	3.7

Ca, el mayor coeficiente de correlación se encontró con los fosfatos cálcicos ($r = 0.891^{**}$). Ya que las otras formas presentaron asociaciones mucho menores, se puede concluir que la reposición de fosfatos en la solución de los suelos estudiados proviene principalmente de la fracción cálcica. La evaluación de los fosfatos orgánicos como fuentes de reposición no fue incluida en este estudio como se verá más adelante; a través del proceso de mineralización de la materia orgánica, se puede producir una alta liberación de P en la solución del suelo, lo que es de gran importancia en la nutrición vegetal.

Actualmente, los estudios sobre la capacidad e intensidad en la disponibilidad del fósforo están orientados de tal manera, que se pueden analizar estos parámetros en el transcurso del período vegetativo de las plantas experimentales, incluyendo esta variable en la interpretación de los resultados. Falta mucho por investigar en esta área, la que parece muy promisoría para las ciencias del suelo. El desarrollo de modelos adecuados, desde el punto de vista edafológico-fisiológico, y su interpretación matemática con el uso de computación en regresiones simples o múltiples, abre nuevas puertas a una descripción real y causal del sistema suelo-planta.

Cuadro 8.9. Reservas y transferencias de P en ecosistemas forestales tropicales.

	Reservas (kg. ha ⁻¹)		Transferencias (kg. ha ⁻¹ . a ⁻¹)										
	Fitomasa Area Rai- tillo	Man- Suelo mi- neral	Total	Vegeta- ción suelo	Vege- ta- ción Llanura (años)	Excur- sion to Llanura	Redu- cidos vege- tales						
Ecosistemas Montanos Pluviosos													
San Eusebio	56	14	29	509	(40)	608	0.19	1.1	90	1.4	0.26	4.0	4.3
Venezuela	Fasbender y Grimm (54, 55)												
Kerigoma	69	7	9	108	(25)	193	0.79	—	—	—	—	—	—
Papúa	Edwards y Grubb (31)												
Blue Forest	26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Jamaica	Tanner (102)												
El Verde	59	6	12	220	(30)	297	0.36	—	—	—	—	—	1.1
Puerto Rico	Odum y Pigeon (87)												
Ecosistemas de Llanura Pluviosos													
Manaos	Klinge (73)												
Brasil	62	7	1	124	(30)	194	0.56	0.3	233	—	—	—	2.1
Magdalena	Klinge y Rodriguez (72)												
Colombia													
Llanura Fölsner <i>et al.</i> (56)	27	—	18	254	(50)	299	0.18	—	—	—	—	—	4.2
Depresión	38	—	16	205	(50)	249	0.26	—	—	—	—	—	3.4
Darién													
Panamá													
Llanura Golley <i>et al.</i> (62)	144	6	14	22	(30)	186	7.00	1.0	390	0.7	0.70	8.6	7.5
San Carlos	40	18	2	292	(40)	352	0.21	26.9	2,211.9	30.0	1.2	16.2	—
Venezuela	Jordan y Herrera (70)												
Llanos occidentales													
Venezuela	291	—	10	2,474	(50)	2,775	0.12	—	—	—	—	—	—
Banco	100	—	—	750	(50)	850	0.13	0.5	200	9.8	—	13.6	25
Costa Marfil	Bernhard-Reversat (11)												
Yapo	70	—	—	100	(50)	170	0.70	—	140	—	—	—	5.5
Kade	125	11	1	4	(30)	140	34.25	0.4	360	4.1	—	—	—
Ghana	Greenland y Kowal (64)												

En el caso de los ecosistemas de Darién (Golley *et al.* (62)) y de Kade (Greenland y Kowal (64)) la situación es inversa: las reservas del suelo son mucho mayores que las de la vegetación, resultando ser, por esta razón, ecosistemas muy vulnerables.

El depósito de P con el agua de lluvia es muy pequeño (menor que $1 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$) debido a la estabilidad de este elemento; el valor encontrado en San Carlos de Río Negro ($27 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$), es explicado por Jordan y Herrera (70) con base en la posible volatilización de P a partir del suelo.

Las tasas de transferencia con los residuos vegetales oscilan entre dos y $14 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$. Asimismo, la tasa de absorción por la vegetación es baja (cuatro a $16 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$). Comparando estos valores con los de otros elementos, se constata que el P tiene una movilidad muy pequeña en la naturaleza.

Con base en los datos de reservas y transferencias en los ecosistemas, se puede montar el modelo del ciclo de P correspondiente. Ello es posible sólo para tres ecosistemas (Cuadro 8.9). A manera de ejemplo, en la Figura 8.14 se presenta el modelo del ciclo de P para el ecosistema de llanura de Darién, Panamá, en función de los datos de Golley *et al.* (62).

La determinación de la biomasa y de las reservas de elementos químicos se basa en los datos de dos parcelas: una analizada en la época seca, y la otra durante el período de lluvias. Las especies dominantes fueron: espavel (*Anacardium excelsum*), cuipo (*Canavillesia platanifolia*) y ceiba (*Ceiba pentandra*).

En este estudio es excepcional la determinación de la biomasa de los herbívoros, de los carnívoros y de los detritófagos, y su participación en los procesos de transferencia.

Las reservas en la vegetación alcanzaron $150 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$; las de la fauna, $0.05 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$. Las reservas del suelo son muy pequeñas en su comparación ($22 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$), implicando un grado de especialización de los componentes bióticos del ecosistema.

El depósito de P con las lluvias es, con $0.96 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$, mayor que el de percolación ($0.73 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$), lo cual fue medido en la descarga en el río.

Las tasas de transferencia de P con los residuos vegetales oscilan entre 2 y $14 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$. Asimismo, las tasas de absorción *turnover* en la vegetación de los sistemas estudiados son bajas, oscilan entre 2 y $8 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$.

Comparando estos datos con los de otros elementos, se constata que el P tiene una movilidad muy baja en la naturaleza.

Fósforo en diversos sistemas de producción.

Fósforo en sistemas de producción agrícola.

Como ya se indicó en capítulos anteriores (ver Capítulos Segundo y Séptimo), la práctica de la tala y quema de los bosques es el punto inicial de la utilización de los suelos para las explotaciones agrícolas. Las temperaturas en el momento de la quema son de gran importancia para el P y sus formas. Las cantidades de P total permanecen constantes, dada la estabilidad de este elemento. Sin embargo, con la alteración

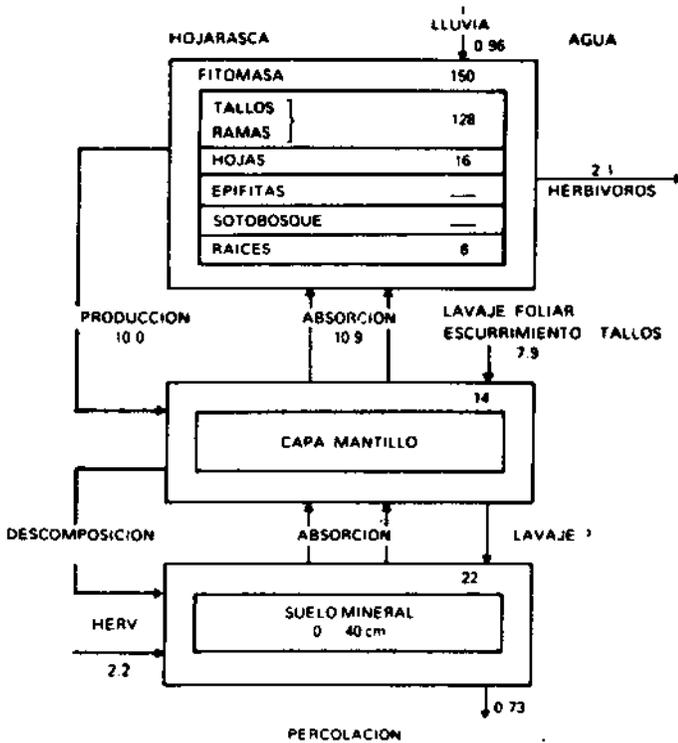


Fig. 8.14. Ciclo del fósforo en un ecosistema forestal pluvial de Panamá. (Según Golley *et al.* (62)).

de la materia orgánica se libera P, el que reacciona con el agua de la lluvia, y con la solución del suelo para formar H_3PO_4 ; este último reacciona finalmente con Ca^{+2} , Fe^{+3} y Al^{+3} formando los fosfatos respectivos. Ello fue comprobado en los experimentos de laboratorio, utilizando nueve suelos derivados de cenizas volcánicas (Figura 8.15, según Fassbender (50)). La proporción de fosfatos formados de Ca, Al y Fe es balanceada y su utilización depende de los procesos de transformación subsiguientes que ocurrirán en el suelo.

Las necesidades de fósforo en los cultivos tropicales se consideraron en el Cuadro 7.12. De manera general se puede indicar que las cantidades de P acumuladas en los cultivos es pequeña. Cuando la producción de los cultivos (cereales y leguminosas de grano) no pasa de $1 t \cdot ha^{-1}$, la absorción de P es menor de $10 kg \cdot ha^{-1}$. En rendimientos de maíz, arroz y trigo, se han registrado tasas de absorción hasta de $35 kg P \cdot ha^{-1}$. Los cultivos de raíces y tubérculos (yuca, papa) extraen entre 30 y $40 kg \cdot ha^{-1}$. El mayor consumo de P se registra en los casos de gramíneas forrajeras y caña de azúcar (20 a $70 kg P \cdot ha^{-1}$).

El problema del fósforo en la agricultura no es la compensación del P extraído por las plantas, sino el manejo de los fertilizantes para lograr una utilización adecuada de las cantidades aplicadas.

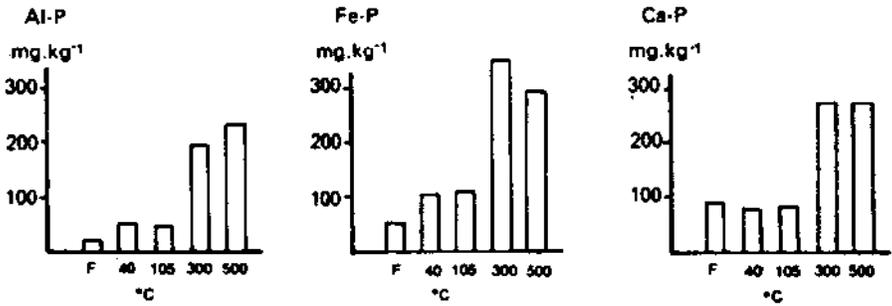


Fig. 8.15. Efecto de la temperatura sobre las formas de P. (Según Fassbender (50)).

Fósforo en sistemas de producción forestales

En las plantaciones forestales, el ciclo del P toma paulatinamente un carácter cerrado y de transferencias internas, ya que la ganancia *input* de P a través de las lluvias, de la fertilización o de la meteorización de minerales fosfatados de la roca madre, es casi nula. Los árboles absorben el $H_2PO_4^-$ del suelo y los fosfatos orgánicos se van acumulando en la fitomasa; con la producción de residuos vegetales se acumula P en la capa de mantillo, y a través de la mineralización se liberan nuevamente iones de ácido fosfórico, los que pueden ser absorbidos por las plantas. La pérdida de P con el agua de percolación, también se puede considerar nula. Con la cosecha de madera se extraen las cantidades de P acumuladas en el sistema. En el caso de monoculturas forestales por lo menos se debe reponer o compensar las cantidades extraídas, por medio de una fertilización.

Según datos de Ejungabi y Bada (32), una plantación de pino del Caribe de diez años de edad, en Nigeria, acumuló $26.7 \text{ kg P} \cdot \text{ha}^{-1}$, distribuidos con 23, 29 y 25% en hojas, tallos y raíces, respectivamente. La capa de mantillo presentó $2 \text{ kg P} \cdot \text{ha}^{-1}$.

La remoción total de una rotación de P por *Pinus patula* de 30 años de edad, equivale a $126 \text{ kg P} \cdot \text{ha}^{-1}$; la correspondiente a *Cupressus lusitanica* es de $95 \text{ kg P} \cdot \text{ha}^{-1}$. Ello equivale a una remoción anual promedio de 4 y 3 $\text{kg P} \cdot \text{ha}^{-1}$. La distribución con el tiempo de desarrollo de estas plantaciones fue presentada por Lundgren (83) y se puede observar en la Figura 8.16.

EFICIENCIA Y MANEJO DE LOS FERTILIZANTES FOSFATADOS

Naturaleza química y eficiencia de los fertilizantes fosfatados

Los problemas del fósforo en suelos tropicales ácidos radican, por un lado, en la pequeña cantidad de fosfatos totales y su distribución en formas poco solubles (fosfatos férricos e inertes) y, por otro lado, en que los fosfatos aplicados como fertilizantes, pasan rápidamente a formas que no son tan aprovechables por las plantas. Los problemas de suelos alcalinos y calcáreos son de otra índole, pues las altas concentraciones de Ca inducen la precipitación de fosfatos cálcicos poco

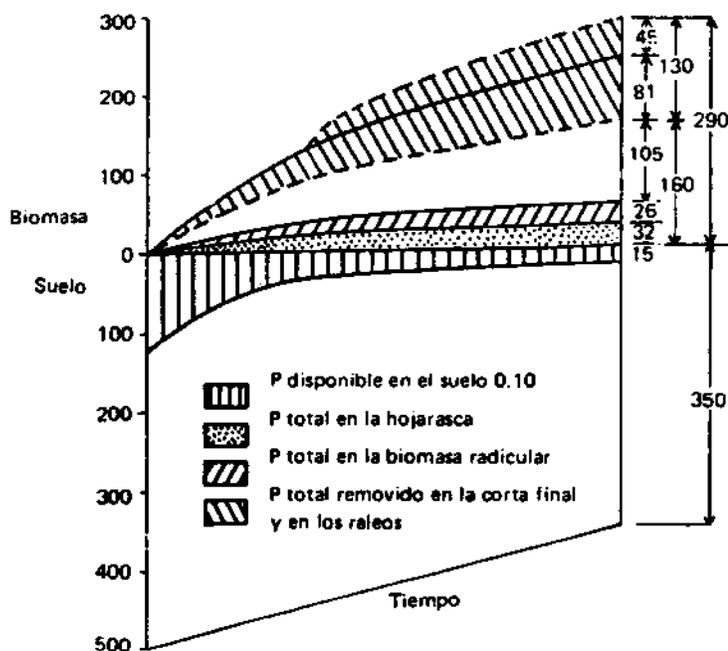


Fig. 8.16. Cambios en la distribución del fósforo en la biomasa, hojarasca y suelo superficial (0-10 cm), durante una rotación de *Pinus patula* en Tanzania. (Según Lundgren (83)).

solubles (apatitas) y la adsorción del $H_2PO_4^-$ en el complejo calcáreo.

El fertilizante óptimo y su dosis deben estudiarse en las condiciones específicas de un determinado suelo (pH, contenido y disponibilidad del P nativo, contenido de materia orgánica, carbonatos y sesquióxidos libres); de su cultivo (sistema radicular y duración del cultivo); y del sistema de explotación (rotaciones de cultivos y laboreo del suelo). Es necesario hacer hincapié en que el efecto de los fertilizantes depende, en gran parte, de los cultivos y especies utilizadas. En la Figura 8.17 originalmente publicada por Goedert y Lobato (59) (ver también Goedert (61)), se observa que las aplicaciones de fertilizantes fosfatados en suelos arcillosos del Cerrado en Brasil, llevan a aumentos muy diferenciados de las cosechas de arroz, trigo, soya o maíz, y que las cantidades necesarias para lograr cosechas máximas de los diferentes cultivos son muy variables.

En forma intrínseca, el efecto de los fertilizantes fosfatados depende de su solubilidad y velocidad de disolución, y de las reacciones, con las partículas del suelo del $H_2PO_4^-$ liberado. Al aplicarse un fertilizante en el suelo se produce una zona diferenciada que se denomina zona de fertilizante, enriquecida con $H_2PO_4^-$ de acuerdo con la solubilidad del abono; el tiempo para alcanzar la máxima concentración depende de

la velocidad de disolución del material. Las concentraciones de P en la zona de fertilizante, para fertilizantes solubles en agua, se pueden ver en el Cuadro 8.10, originalmente publicado por Sample, Soper y Racz (93).

En la Figura 8.18 se muestra que la solubilidad del P de diferentes rocas fosfatadas aumenta en forma exponencial al disminuir el pH y el efecto de diferentes productos naturales y comerciales. Por

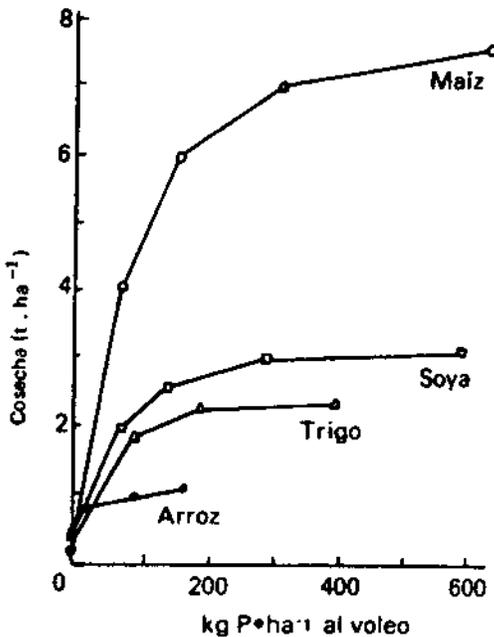


Fig. 8.17. Curvas típicas de respuesta de cultivos a aplicaciones de fertilizantes fosfatados, en un suelo arcilloso del Cerrado de Brasil. (Según Goedert y Lobato (59); ver Goedert (61)).

otro lado la velocidad de disolución depende: del tamaño del gránulo (grado de molienda), o sea de la superficie de las partículas, del grado de calcinación y del pH. En la misma Figura se observa que la disolución del hiperfosfato, un producto industrial que se fabrica mezclando diferentes fosfatos naturales, es mucho mayor al disminuir el pH del suelo (ver Fassbender (35)). Estas características indican que en suelos ácidos se puede esperar un buen efecto de las rocas fosfatadas, finamente molidas y aplicadas como fertilizantes.

A continuación se examinarán las propiedades de los fertilizantes fosfatados, sus productos de transformación en los suelos y las medidas agronómicas para controlar la fijación de P y aumentar el aprovechamiento de fertilizantes.

Cuadro 8.10. Características de la solución saturada de algunos fertilizantes fosfatados. (Según Sample *et al.* (93))

Composición de la solución saturada						
Compuesto	Fórmula	pH	P, mol/litro	Catión, mol/litro		
Altamente solubles en agua						
Fosfato monocálcico	$\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	1.0	4.5	Ca	1.3	
		1.5	4.0	Ca	1.4	
Fosfato monoamónico	$\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$	3.5	2.9	NH_4	2.9	
Fosfato monopotásico	KH_2PO_4	4.0	1.7	K	1.7	
Pirofosfato triamónico	$(\text{NH}_4)_3\text{HP}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$	6.0	6.8	NH_4	10.2	
(3.4 P_2O_7)						
Fosfato diamónico	$(\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4$	8.0	3.8	NH_4	7.6	
Fosfato dipotásico	K_2HPO_4	10.1	6.1	K	12.2	
Menos solubles						
Fosfato dicálcico	CaHPO_4	6.5	~ 0.002	Ca	0.001	
	$\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$					
Apatita hidroxidada	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$	6.5	$\sim 10^{-5}$	Ca	0.001	

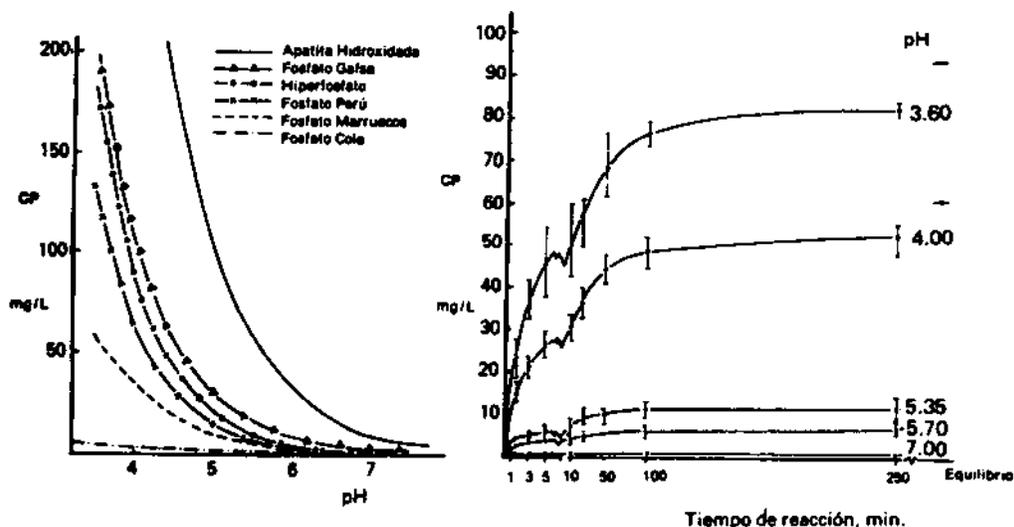


Fig 8.18. Isotermas de solubilidad de diferentes rocas fosfatadas y de velocidad de disolución del hiperfosfato. (Según Fassbender (35)).

Fertilizantes solubles en agua

Entre los fertilizantes fosfatados se diferencian dos grupos, de acuerdo con su forma de fabricación: por la vía térmica o por acidulación de rocas fosfatadas. Entre los últimos se consideran el ácido fosfórico, los superfosfatos, los fosfatos amónicos, los nitrofosfatos y los polifosfatos.

El ácido fosfórico (H_3PO_4 , 55% P_2O_5) puede fabricarse acidulando las rocas fosfatadas, con ácido sulfúrico u oxidando fósforo elemental. Pocas veces se usa directamente en la agricultura, si acaso en suelos calcáreos y alcalinos, inyectándolo con equipo especial al suelo o diluyéndolo en el agua de irrigación. El ácido superfosfórico (79% P_2O_5) se produce deshidratando el fosfórico, de lo que resultan radicales tetra, piro y polifosfatados, los que se utilizan en la fabricación de fertilizantes condensados.

Los superfosfatos (simples, entre 16 y 20% P_2O_5 , y triples, entre 46 y 50% P_2O_5) son los fertilizantes de mayor producción y consumo mundial; según estadísticas de FAO (33), aproximadamente el 50% de los fertilizantes producidos en el mundo es de este tipo. El superfosfato simple se fabrica por acidulación de las rocas fosfatadas con ácido sulfúrico, resultando una mezcla de fosfato monocálcico, $Ca(H_2PO_4)_2$, y yeso ($CaSO_4$) con restos de apatita hidroxidada, fosfatos de Fe y Ca, de acuerdo con la composición de la materia prima. Para la producción del superfosfato triple se utiliza como acidulante el ácido fosfórico, resultando fosfato monocálcico. Al aplicarse fosfato monocálcico al suelo se observa, en primer lugar, un transporte de vapor de agua en los gránulos seguido de la disolución del mismo, resultando una solución saturada de $H_2PO_4^-$ (4.5 mol P/litro, pH:1) en la zona del fertilizante. En el caso de superfosfato simple, al disolverse el sulfato de calcio aparece Ca^{2+} en la zona del fertilizante, la que lleva a la formación de fosfato dicálcico, ya sea hidratado ($CaHPO_4 \cdot 2H_2O$) o anhidro ($CaHPO_4$); estos compuestos son un poco menos solubles, pero, en todo caso, permanece una solución saturada de $H_2PO_4^-$ ($0.931 \cdot 10^{-1}$ mol $P \cdot l^{-1}$ en pH 3.61). Las soluciones de fosfatos mono y dicálcicos concentradas, reaccionan con los componentes de la fase sólida y líquida del suelo, produciendo la adsorción y la precipitación de los fosfatos, lo que ya fue descrito. En suelos ácidos, la reacción se orienta, principalmente, a la formación de fosfatos de Fe, Al y Mn; en suelos alcalinos se forman los fosfatos dicálcico y apatita hidroxidada, y en suelos calcáreos se produce, al mismo tiempo, la adsorción de $H_2PO_4^-$ en las partículas de $CaCO_3$.

Los fosfatos amónicos resultan de la reacción entre amonio y ácido fosfórico, y/o, su mezcla con ácido sulfúrico. Tanto el fosfato monoamónico (11% N, 48% P_2O_5) como el diamónico (21% N, 53% P_2O_5) son altamente solubles en agua, no obstante se diferencian bastante en su reacción. La solución saturada que se produce en la zona del fertilizante, es alcalina en el caso del fosfato diamónico (pH = 7.98, 3.82 mol P/litro) y es ácida para el monoamónico (pH = 3.47, 2.87 mol P/litro). Estas propiedades tienen mucha importancia en los procesos de hidrólisis y en las reacciones sucesivas del fertilizante; así, por ejemplo, el uso de fosfato diamónico es favorable en los suelos ácidos, ya

que en las condiciones alcalinas resultantes de la zona del fertilizante, la solubilidad de hidróxido de Fe y Al es mínima, obviándose la precipitación de fosfatos de hierro y aluminio de baja solubilidad.

Los nitrofosfatos se fabrican, como su nombre lo indica, reaccionando ácido nítrico y rocas fosfatadas. Para evitar la formación de nitrato de calcio, el que es higroscópico, generalmente se adicionan ácido sulfúrico y, o, fosfórico, o sulfatos de diverso tipo. Químicamente, los nitrofosfatos son una mezcla compleja de fosfatos de amonio, fosfato dicálcico, nitrato de amonio y sulfato de calcio, por lo que el contenido de N y P puede variar dentro de grandes límites; igualmente pueden variar sus reacciones en el suelo. Su solubilidad en agua es del orden entre 60 y 70 %, variando de acuerdo con las técnicas de fabricación.

Los fosfatos condensados (tetra, piro y polifosfatos) son de desarrollo reciente y se caracterizan por su alto contenido de P (llegando al 85 % de P_2O_5) y por los enlaces condensados ($-P=P-$) en sus estructuras. Estos fertilizantes presentan una solubilidad muy baja en agua. Su hidrólisis depende del pH del suelo; la actividad microbiana tiene que ver con la ruptura del enlace $P=P$. Se conocen polifosfatos de Ca, K, Na y NH_4 , todos con diferentes propiedades y comportamientos en el suelo.

Existe un amplio grupo de fertilizantes fosfatados que es de menor producción y uso, tales como los superfosfatos enriquecidos con amonio, los fosfatos mono y dipotásico y el fosfato amónicomagnesiano, cuyas propiedades y reacciones han sido objeto de consideración en textos específicos (ver, por ejemplo, Mattingly y Talibudeen (84); Van Wazer (108); Sample *et al.* (93)).

Si bien se sabe que los fertilizantes fosfatados solubles en agua se fijan rápidamente en el suelo, hasta ahora existen pocos estudios integrales sobre el balance completo de transformación de fertilizantes; aquí se deben considerar: determinaciones sobre el P original del suelo; cantidades aplicadas, las cuales deben ser equiparables con las extraídas por los cultivos; y las formas de transformación en el suelo. La Figura 8.19 representa gráficamente los resultados obtenidos de la transformación de la roca fosfatada de Land Pebble (EE.UU.), y del superfosfato triple, en un suelo de Costa Rica. En este estudio se aplicaron dosis crecientes de P (entre 0 y 700 $mg \cdot kg^{-1}$ suelo) a macetas conteniendo un suelo ácido de pH 3.8 (Fassbender (44)). También se sembraron plantas indicadoras de tomate, y después de la cosecha (ocho semanas), se tomó una muestra del suelo, en la cual se determinaron las diferentes formas inorgánicas; luego, por diferencia con las muestras sin fertilización, se fijó la transformación porcentual del P aplicado en fosfatos de Al, Fe y Ca. La roca fosfatada que tiene una baja solubilidad y velocidad de disolución, permaneció en un 42 % sin alteración, y las cosechas tuvieron sólo pequeños aumentos. El fosfato monocálcico del superfosfato triple se disolvió rápidamente y después de la cosecha se había transformado, en un 96 %, en fosfatos de Al y Fe; sin embargo, las plantas lograron utilizar, en parte, la mayor disponibilidad de fósforo, obteniendo mejores cosechas que con la roca fosfatada (Figura 8.19).

La transformación de los fosfatos también fue estudiada en condiciones de campo; en un cacaotal, por nueve años consecutivos se aplicó superfosfato triple al voleo, en combinación con fertilizantes nitrogenados y potásicos, sin ningún efecto sobre las cosechas. En muestras compuestas, provenientes de los diferentes tratamientos, se estudiaron las formas de los fosfatos y se hizo un balance (42); los resultados se presentan en el Cuadro 8.11. Se observa que el P se acumuló especialmente en los primeros 7.5 cm del suelo y que hubo una transformación muy intensa en fosfatos de aluminio y hierro. Inclusive se encontró un balance negativo de los fosfatos cálcicos, lo que indicó que los fosfatos cálcicos nativos fueron transformados, en parte y durante ese lapso, en fosfatos de Fe y Al.

En un estudio de aplicaciones masivas de superfosfato ($2\ 000\text{ kg P}_2\text{O}_5 \cdot \text{ha}^{-1}$) en un suelo volcánico de Costa Rica, Gamboa y Blasco (57) encontraron que su utilización en cinco cosechas de maíz fue relativamente pequeña en comparación con la transformación en formas menos solubles; así, el 42% quedó retenido en los primeros 30 cm y el 27% entre 30 y 60 cm; este último especialmente en formas férricas y aluminicas (70% del retenido).

Sin embargo, resultados más favorables han sido publicados por Goedert (61), quien encontró que de $70\text{ kg P}_2\text{O}_5 \cdot \text{ha}^{-1}$ aplicados como superfosfato al voleo en un Latosol rojo oscuro, las diez cose-

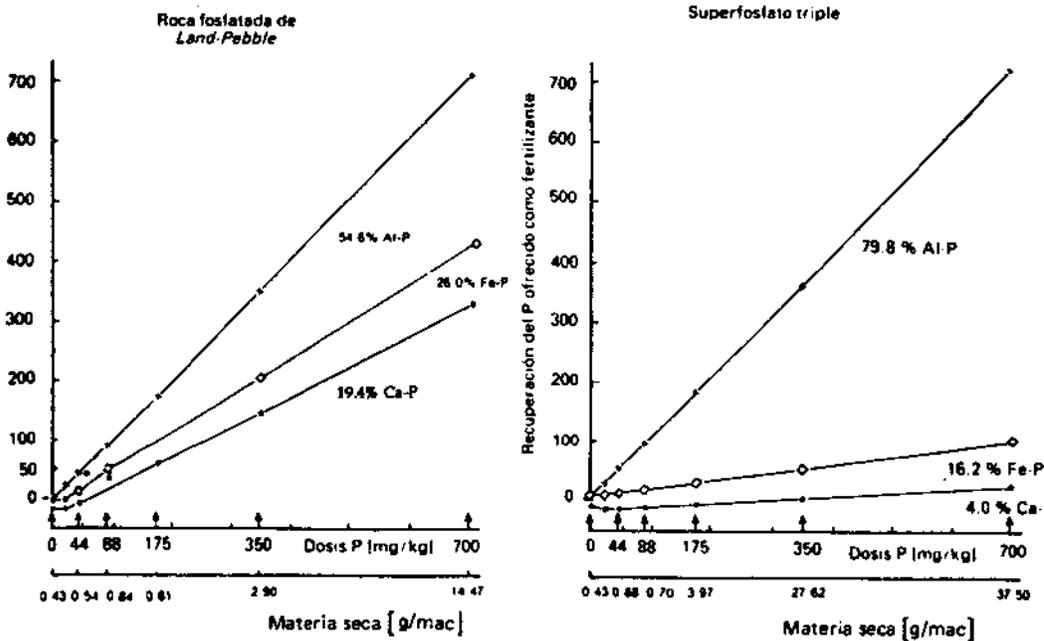


Fig. 8.19. Diagrama de transformación del fosfato Land Pebble y del superfosfato triple, en macetas. (Según Fassbender (44)).

Cuadro 8.11. Balance de fosfatos aplicados en forma de superfosfato, durante nueve años en una plantación de cacao. (Según Fassbender (42)).

Muestras de profun- didad (cm)	Tratamiento	Unidad de medida	Fosfato				Distribución. Porcentaje de recu- peración
			Sol H ₂ O	de Alu- minio	de Hierro	de Calcio	
0 - 7.5	+ P	ppmP	9.9	157.5	130.0	71.6	
	O	ppmP	0	24.0	57.7	68.8	
	Diferencia	ppmP	9.9	133.5	72.3	2.8	
		KgP ₂ O ₅	14.6	197.2	106.8	4.1	77.0
7.5 - 15	+ P	ppmP	trazas	36.4	77.2	54.5	
	O	ppmP	trazas	14.8	52.8	75.5	
	Diferencia	ppmP	trazas	21.6	24.4	-20.5	9.5
		KgP ₂ O ₅ /ha	trazas	33.8	38.1	-32.0	
15 - 30	+ P	ppmP	trazas	27.5	56.7	41.1	
	O	ppmP	trazas	17.0	49.2	41.8	
	Diferencia	ppmP	trazas	10.5	7.5	-0.7	
		KgP ₂ O ₅ /ha	trazas	35.3	25.2	-2.3	13.3
Promedio de formas de fosfatos (%)			3.5	63.4	40.4	-7.3	

chas sucesivas de diez cultivares de maíz absorbieron 45 kg P·ha⁻¹ (Figura 8.20). El efecto residual de aplicaciones de 140 y 280 kg P·ha⁻¹ fue notable, lográndose cosechas de 27.8 y 42.7 t maíz·ha⁻¹ en las diez cosechas sucesivas.

Rocas fosfatadas

Los fosfatos naturales, o rocas fosfatadas, son la materia prima para la producción de fertilizantes fosfatados, a excepción de las escorias Thomas. La formación y composición de las rocas fosfatadas han sido examinadas anteriormente (Capítulo Octavo). Los fosfatos naturales también se pueden utilizar como fertilizantes en condiciones específicas.

El contenido de P en diferentes rocas fosfatadas se puede observar en el Cuadro 8.2. La solubilidad y la velocidad de disolución de las rocas fosfatadas se consideran como aspectos básicos en su utilización; de acuerdo con la Figura 8.18 se puede afirmar que la solubilidad es muy variable y que la velocidad de disolución depende, especialmente, del tamaño de las partículas.

En los últimos años, en América Latina se ha dado un especial énfasis al estudio de la eficiencia y utilización de rocas fosfatadas, ya que se ha descubierto una serie de yacimientos, y debido a que los costos de aplicación de estos fosfatos son módicos en comparación con otras

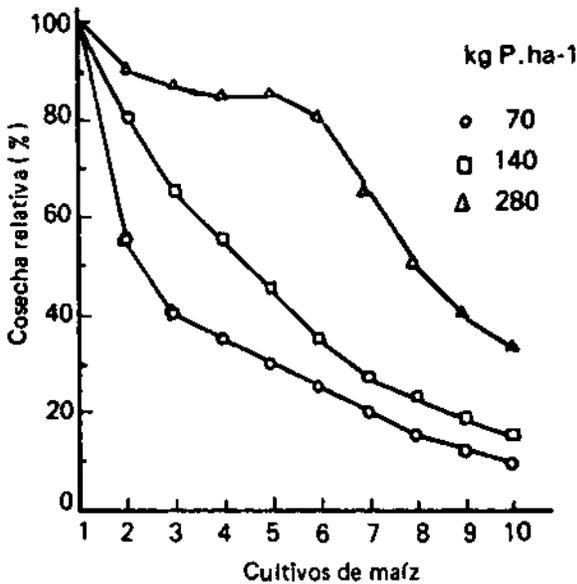


Fig. 8.20. Efecto residual del superfosfato simple aplicado al voleo durante diez cosechas de maíz (100% = cosecha del primer cultivo). (Según Goedert (60)).

fuentes. En detalle, y según Sánchez y Salinas (96), se trata de los siguientes yacimientos:

Perú: Sechura (Bayovar)

Colombia: Huila, Pesca, Azufrada, Sardinata.

Venezuela: Lobatera, Riecito.

Brasil: Pirocaua, Trauira, Paulista, Olinda, Catalao, Patos de minas, Araxa, Tapira, Ipanema, Juquia, Jacupiranga.

Bolivia: Potosí, Campinoto.

Según experimentos conducidos por León y Fenster (77), al comparar una gran cantidad de rocas fosfatadas de América del Sur, EE.UU. y Túnez (Cuadro 8.12) y al aplicar dosis de 50 a 400 mg P/maceta, el efecto sobre la producción de pasto elefante (*Pennisetum purpureum*) fue muy variable. Algunas fuentes (Bayovar, Huila, Pesca, Lobatera, Patos, Gafsa, Florida) lograron producciones muy favorables (70 a 100% de la de superfosfato); sin embargo, la mayor parte de las rocas fosfatadas alcanzó rendimientos relativos menores.

Los resultados de Cabala y Wild (20), expuestos en la Figura 8.21, demuestran que las aplicaciones de rocas fosfatadas de Patos (Brasil), en un Ultisol, son más favorables que en un Oxisol, en cuanto al desarrollo de plantas de sorgo; lo anterior, después de una reacción del suelo con los fertilizantes, entre cero y 270 días, y en comparación con el fosfato monocálcico.

Cuadro 8.12. Efecto de la aplicación de rocas fosfatadas, en la cosecha de pasto elefante (*Pennisetum purpureum*) en un Oxisol de Colombia en comparación con el de superfosfato. (Según León y Fenster (77)).

Roca fosfatada	Solubilidad relativa	Cosecha relativa en dosis			
		50	100 mg.kg ⁻¹ /maceta	200	400
Superfosfato (g/maceta)		13.3	19.0	22.2	22.2
Brasil					
Abaete	Baja	11	33	52	55
Araxá	Baja	30	33	56	58
Catalão	Baja	5	6	22	38
Jacupiranga	Baja	12	13	19	51
Patos de Minas	Baja	27	42	66	72
Tapira	Baja	4	7	10	23
Colombia					
Huila	Media	58	69	84	84
Pesca	Baja	56	61	80	83
Sardinata	Baja	29	44	68	74
Perú					
Bayovar	Alta	99	79	104	91
Venezuela					
Lobatera	Baja	56	56	65	76
Túnez					
Gafa	Alta	63	72	114	105
Estados Unidos de América					
Florida	Media	59	71	86	91
Carolina Hope	Alta	70	78	107	108

Resultados similares han sido publicados por Fassbender (36); estos fueron obtenidos al comparar los rendimientos de pasto sudán después de la aplicación de cero a 400 mg P·kg⁻¹ al suelo en diferentes fosfatos. El efecto debido al tamaño de las partículas de las rocas fosfatadas es de especial importancia para lograr una mayor efectividad; las rocas fosfatadas de Sechura (Perú) llevaron a un aumento de las cosechas (plantas sudán) cuando fueron molidas finamente (< 60 micrones, ver Figura 8.22). Asimismo el contenido de P se incrementó en las plantas sudán.

Resultados parecidos fueron publicados por León y Fenster (77) al aplicar fosfatos de Huila (Colombia) en un Oxisol de Carimagua.

Las escorias Thomas son subproductos de la fabricación de acero. Estas se forman cuando se reduce el acero bruto, por calentamiento en temperaturas entre 1 300 y 1 600°C; al agregar cal se produce una escoria fosfatada que, después de enfriarse y molerse finamente, puede ser utilizada como fertilizante. Químicamente en el equilibrio CaO-P₂O₅

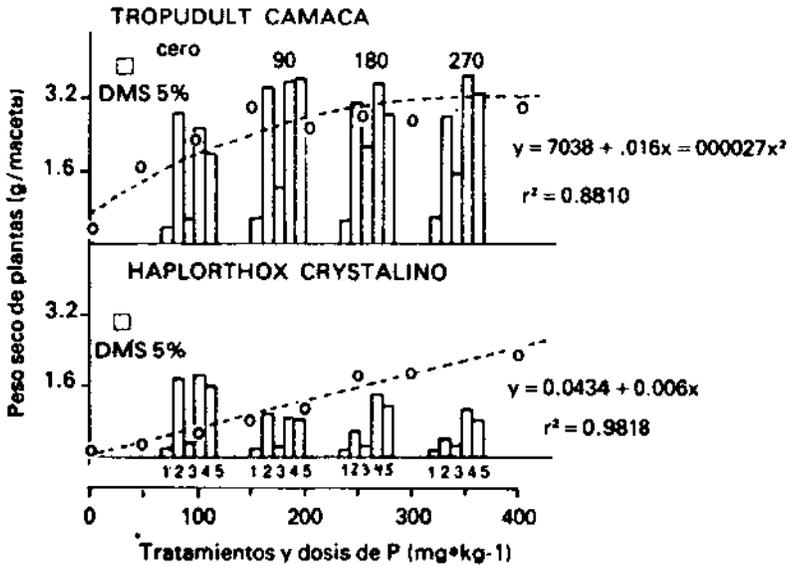
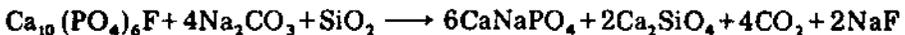


Fig. 8.21. Efecto de rocas fosfatadas en la producción de sorgo, después de la incubación del suelo con los fertilizantes. (Según Cabala y Wild (20))

se produce fosfato tritetracálcico [$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaO}$], mientras que con el equilibrio CaO-SiO_2 se produce Ca_2SiO_4 . Como ambos equilibrios suceden al mismo tiempo, resulta una mezcla complicada de cristales de fosfato y silicato de calcio, con contenidos variables de P, Ca y Si (12-16 % P_2O_5 , 40-50 % CaO, 5-6 % SiO_2).

El fosfato de Renania se origina al calentar roca fosfatada con soda y cuarzo, en hornos rotativos con temperaturas entre 1 000 y 1 200 °C. Bajo estas condiciones se hace una mezcla de fosfato calcosódico (Ca-Na-PO_4) y silicato de calcio (Ca_2SiO_4), de acuerdo con la siguiente reacción:



La mezcla de cristales en el fosfato de Renania, puede variar dentro de grandes límites, según sea la composición química de los materiales utilizados en la producción (24-30 % P_2O_5 , 35-40 % CaO, 8-10 % SiO_2 , y 15-20 % Na_2O).

El Rekaphos es un fertilizante fabricado a partir del fosfato de Renania, enriquecido con potasio y finamente granulado; el tamaño de los granos es de 0.5 a 2.5 milímetros.

Estos fertilizantes son ampliamente utilizados en los países europeos. Por ahora, su uso es limitado en América Latina, aunque algunos países, como Argentina, Colombia y Chile, ya cuentan con plantas de producción.

Las escorias Thomas y los fosfatos de Renania son poco solubles en agua; su solubilidad se analiza y caracteriza en ácido cítrico. Estos fertilizantes son de reacción alcalina, debido, especialmente, a su alto

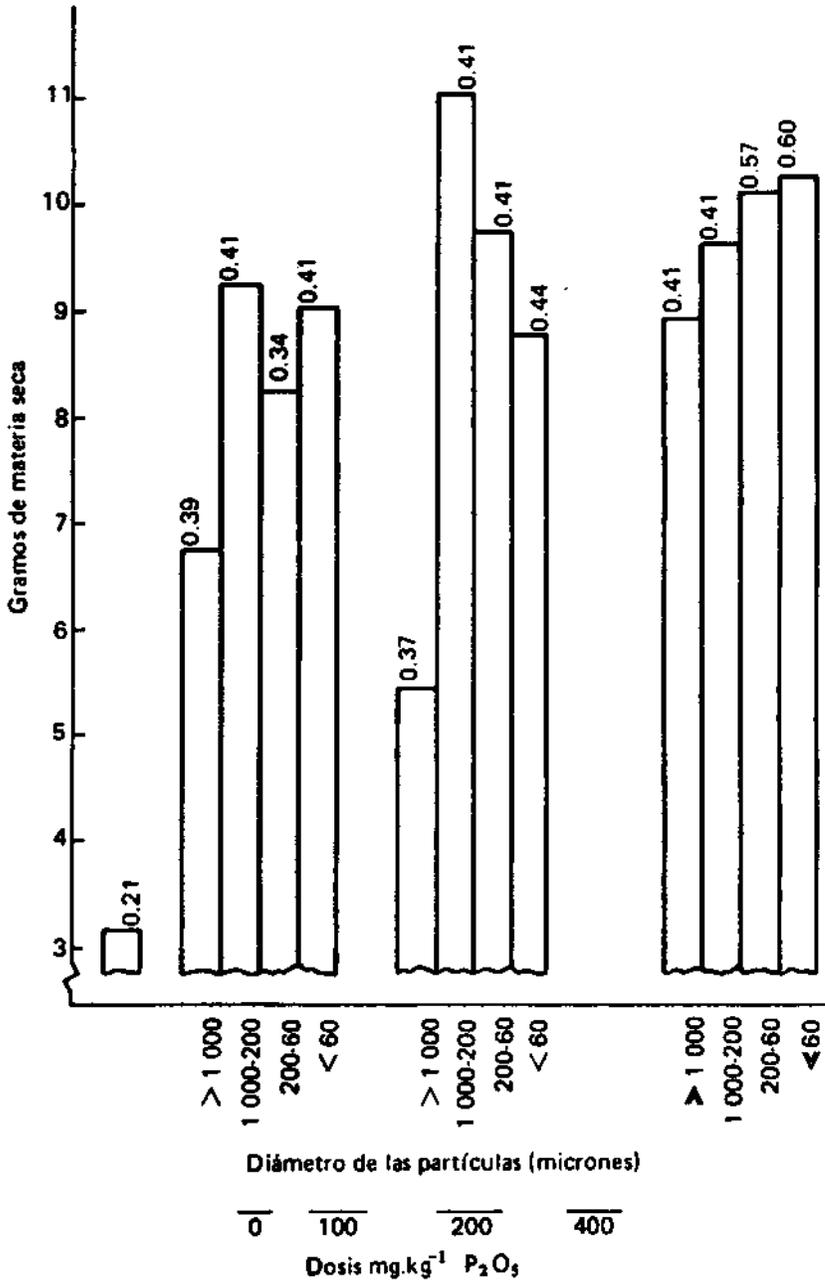


Fig. 8.22. Efecto del tamaño de las partículas del fosfato Secura sobre la cosecha de plantas de pasto sudán, y su contenido en P_2O_5 . (Según Fassbender (37)).

contenido de CaO. La aplicación de estos fertilizantes tiene un efecto múltiple a través de las variaciones del pH del suelo y de la subsiguiente disminución del aluminio cambiante, el que se reemplaza por el calcio aplicado; también afecta al intercambio entre los iones silicato y fosfato, resultando en un aumento de la producción. El uso masivo o continuado de fosfato de Renania puede, sin embargo, causar problemas debido a la aparición del Na en el complejo de cambio —especialmente en suelos ácidos, pobres en bases cambiables—, o produciendo un desbalance de cationes en la cubierta iónica de los coloides. Los productos de las reacciones de los fosfatos térmicos son poco conocidos y su uso a nivel latinoamericano es muy limitado, aunque en algunos estudios se ha demostrado su gran potencial.

En el Cuadro 8.13 se presentan algunos resultados obtenidos por Fassbender y Molina (45) al utilizar fosfatos térmicos en suelos derivados de cenizas volcánicas en Costa Rica. Estos fertilizantes silico-fosfatados lograron mejores cosechas que el superfosfato triple finamente molido. Como fuentes de P, las escorias Thomas son ligeramente

Cuadro 8.13. Efecto de fertilizantes silicofosfatados, sobre la producción de plantas de tomate y en el pH del suelo de Juan Viñas, Costa Rica. (Según Fassbender y Molina (45)).

Fertilizante	Dosis ppmP	Cosecha		pH CaCl_2 final
		g MS/mac	mg P/mac	
No P	0	0.2	0.4	4.1
Supertriple en polvo	44	0.3	0.6	4.4
	88	0.5	1.2	4.5
	175	1.0	2.0	4.1
	350	4.9	9.3	4.1
Escoria Thomas	44	0.3	0.7	4.1
	88	0.7	1.5	4.2
	175	1.9	3.6	4.3
	350	5.8	11.0	4.6
Fosfato de Renania	44	0.3	0.7	4.1
	88	1.1	2.5	4.1
	175	1.6	3.0	4.2
	350	4.9	8.8	4.4
Rekaphos granulado	44	1.7	3.7	4.1
	88	4.1	10.3	4.2
	175	8.8	20.2	4.3
	350	11.8	33.0	4.5
Supertriple granulado	44	4.0	10.0	4.1
	88	7.1	17.7	4.1
	175	12.1	28.1	4.2
	350	19.1	53.5	4.3
Valor relativo				
Supertriple en polvo	100	100		
Escoria Thomas	129.0	127.4		
Fosfato de Renania	117.3	114.0		
Rekaphos granulado	385.0	500.7		
Supertriple granulado	662.1	831.0		

te superiores al fosfato de Renania. Es importante indicar que con estos fertilizantes se produce igualmente un efecto de encalado.

Efecto de las mezclas de fertilizantes

En los capítulos anteriores ha quedado en claro que la aplicación de fertilizantes en suelos tropicales ácidos es siempre problemática; las fuentes solubles en agua llevan a un aumento notable de la concentración de $H_2PO_4^-$ en la solución del suelo y a la subsiguiente transformación en formas insolubles. Las fuentes de baja solubilidad y velocidad de disolución no siempre conducen al aumento de cosechas deseado. Por ello, en los últimos años se ha realizado una serie de experimentos aplicando mezclas de fuentes: superfosfato y rocas fosfatadas. Así se espera un efecto inicial directo del superfosfato y la disolución lenta de la roca fosfatada, como efecto residual. Como se observa en la Figura 8.23, la aplicación de 100 kg P_2O_5 , como mezcla equiparada de superfosfato triple y roca fosfatada, en un Ultisol de Colombia llevó a mayores cosechas de arroz que cuando se aplicó el superfosfato solo.

En el Cuadro 8.14 se presentan los resultados de cultivos sucesivos de trigo, soya y arroz, en parcelas abonadas con diferentes mezclas de fertilizantes (rocas fosfatadas y termofosfatos) en un Latosol rojo oscuro de Brasil, según los datos obtenidos por Goedert y Lobato (60). El termofosfato magnesiano y el fosfato de Gafsa se comportan de modo comparable al superfosfato. Los fosfatos naturales presentaron efectos bajos en el primer cultivo, pero paulatinamente los mejoraron con el progreso de los cultivos.

Efectos comparables en el rendimiento de maíz fueron obtenidos por León y Fenster (77) al aplicar mezclas de 1:3 de rocas fosfatadas (Florida, E.E.U.U., y Pesca, Colombia) y supersfosfato simple al Oxisol de Carimagua. Las cosechas de las mezclas fueron equiparadas con las del superfosfato solo.

Cuadro 8.14. Efecto porcentual (superfosfato = 100) de mezclas y dosis de fertilizantes fosfatados (F) con superfosfato triple (ST). (Según Goedert y Lobato (59))

Fosfatos (F)	%	$F_{200}P_2O_5/ST_{200}P_2O_5$			$F_{800}P_2O_5/ST_{800}P_2O_5$		
		1er. cultivo (Trigo)	3er. cultivo (Soja)	4to. cultivo (Arroz)	1er. cultivo (Trigo)	3er. cultivo (Soja)	4to. cultivo (Arroz)
Termo magnesiano	15.9	96	89	82	95	129	112
Termo IPT	28.7	50	35	41	51	90	103
Pirocaua	30.5	51	67	84	38	91	100
Gafsa	28.2	132	94	75	95	101	104
Araxá	37.6	20	22	38	23	48	43
Abaeté	21.4	7	9	34	8	46	67
Catalão	37.7	3	9	27	5	28	33

Otras medidas agronómicas para mejorar la eficiencia de fertilizantes fosfatados

Como ya se ha indicado, la eficiencia de los fertilizantes depende de una gran cantidad de interacciones: suelo-fertilizante-planta. Además de los aspectos intrínsecos del fertilizante fosfatado descritos anteriormente, existe una serie de medidas agronómicas para mejorar su eficiencia.

Sistema y época de aplicación

El sistema y la época de aplicación tienen una gran importancia en la efectividad de los fertilizantes fosfatados y en su interacción con las raíces de la planta. Muchos investigadores han encontrado que una

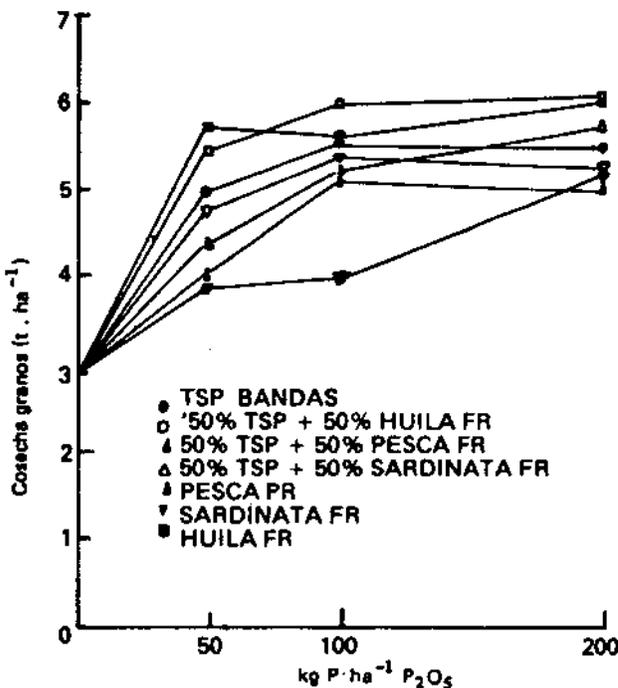


Fig. 8.23. Efecto del superfosfato triple (TSP) en mezclas con rocas fosfatadas (RF), sobre la cosecha de arroz en un Ultisol de Colombia. (Según León y Fenater (77)).

aplicación en bandas, en las cercanías de las raíces de cultivos anuales, es muy favorable; en praderas, la aplicación al voleo es casi la única posibilidad. La época de aplicación debe ajustarse a la distribución de las lluvias y al ritmo fisiológico de las raíces de las plantas.

Los resultados de las aplicaciones de superfosfato al voleo y, o, en bandas durante diez cosechas sucesivas de maíz y soya, en suelos del Cerrado de Brasil, publicados por Goedert (61), han sido presenta-

Cuadro 8.15. Cosechas de maíz (diez consecutivas) en función de dosis y localización del fertilizante fosfatado en un Latosol rojo oscuro del Brasil. (Lobato; ver Goedert (61)).

Trata- miento No.	Fosforo		Total P aplicado (kg/ha)	Cosecha			
	Voleo (kg/ha)	Bandas (kg/ha)		10 cosechas		Total 10 cosechas	
				t/ha	%	t/ha	%
1	70	0	70	0.35	6	17.06	28
2	140	0	140	0.55	10	27.85	45
3	280	0	280	1.47	27	42.67	69
4	560	0	560	3.98	74	60.83	99
5	860	0	860	5.38	100	61.64	100
6	0	35 (.4)	140	0.88	16	30.09	49
7	0	70 (.4)	280	1.90	35	44.05	71
8	0	140 (.4)	560	4.09	76	61.51	100
9	140	35 (.4)	280	1.35	25	43.89	71
10	35	35	385	4.81	89	49.77	81

dos en el Cuadro 8.15 y en la Figura 8.24. En todos los casos se observa una alta respuesta a la aplicación del fertilizante. En el caso del maíz se lograron las cosechas máximas (61.6 t por diez cosechas) independientemente de la forma de aplicación, con 860 kg P·ha⁻¹ al voleo, o con 560 kg P·ha⁻¹ en bandas. En el caso de la soya, la dosis óptima fue de 264 kg P·ha⁻¹ al voleo, combinada con 44 ó 66 kg P·ha⁻¹ en el suelo.

Efecto del tamaño de las partículas

La velocidad de utilización del material de abono se regula en función de la superficie total del fertilizante. En el caso de las rocas fosfatadas, cuanto menor es el tamaño de las partículas (Figuras 8.18 y 8.22), mayor es la velocidad de disolución, lográndose así un efecto favorable; el grado de molienda es, sin embargo, un problema técnico.

En el caso de fertilizantes solubles en agua, cuanto menor es el tamaño de las partículas, mayor es el grado de fijación; por ello, los fertilizantes **granulados** tienen un efecto favorable (Cuadro 8.13). Aquí, el problema consiste en encontrar el tamaño óptimo de los gránulos del fertilizante. En un estudio realizado por Suárez (99) en suelos de Costa Rica, altamente fijadores de P, utilizando fertilizantes radioactivos marcados con ³²P y con granallas de 0.5, 2.3, 6 y 12 mm de diámetro, se encontró que el tamaño óptimo es de aproximadamente 8 mm. En este estudio, el aprovechamiento del fertilizante aumentó del tres al 11%. Estudios sobre la granulación o peletización de fertilizantes deben incrementarse para obtener la información pertinente.

Aplicación de silicatos

La aplicación de silicatos solubles al suelo, antes de la fertilización

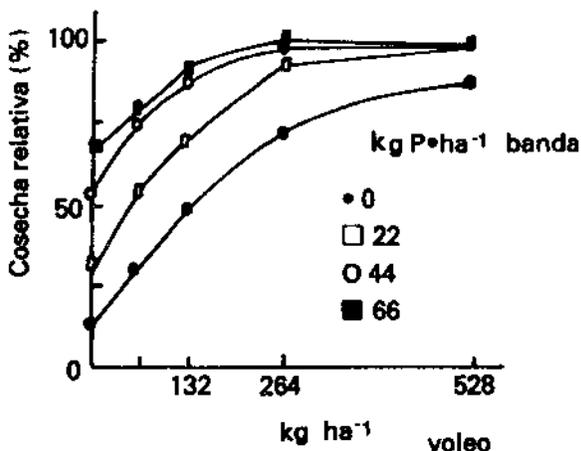


Fig. 8.24. Cosecha de soja (tres consecutivas) en función de aplicaciones al voleo y en banda de superfosfatos en un Latosol rojo amarillo del Brasil. (100% x 7 230 kg grano·ha⁻¹) (Según Goedert (61)).

fosfatada, tiene la ventaja de que los iones de silicato son fijados en él, en vez de los iones de fosfato, lográndose así un enmascarado de la capacidad de fijación. La aplicación de fertilizantes sílicofosfatados (escorias Thomas y fosfato de Renania) tiene la ventaja, además, de aumentar el pH del suelo.

Existen pocas experiencias en América Latina sobre las aplicaciones directas de silicatos solubles en suelos fijadores de P. Los resultados obtenidos por Fassbender y Müller (37, 46) se presentan en forma gráfica en la Figura 8.25.

La aplicación de silicatos de sodio en dosis de 200 mg Si·kg⁻¹ en combinación con la aplicación de 200 mg P₂O₅·kg⁻¹, no condujo a resultados iguales para todos los suelos estudiados. En cuatro de ellos se logró un aumento de la cosecha, mientras que en los otros cuatro se produjo una depresión de la misma. El efecto positivo o negativo de la cosecha no está asociado con el origen y clasificación de los suelos. Se observa, en cambio, una relación con la reacción del suelo. Con excepción del suelo de Cervantes (pH, KCl = 5.1), los aumentos de cosecha se produjeron solamente en los suelos más ácidos; los suelos de Instituto, Colorado y La Fortuna tienen valores de pH de 4.4, 4.2 y 4.3, respectivamente. Los otros suelos (El Banco, La Margot, Birrisito y Guayabo) en los cuales se registró la depresión de la cosecha, son menos ácidos, teniendo valores pH de 4.6, 4.5, 4.6 y 4.6, respectivamente.

Aplicaciones de encalado

El encalado tiene una influencia múltiple sobre la dinámica del fósforo en el suelo, su efecto se puede deber: a la acción de la mineraliza-

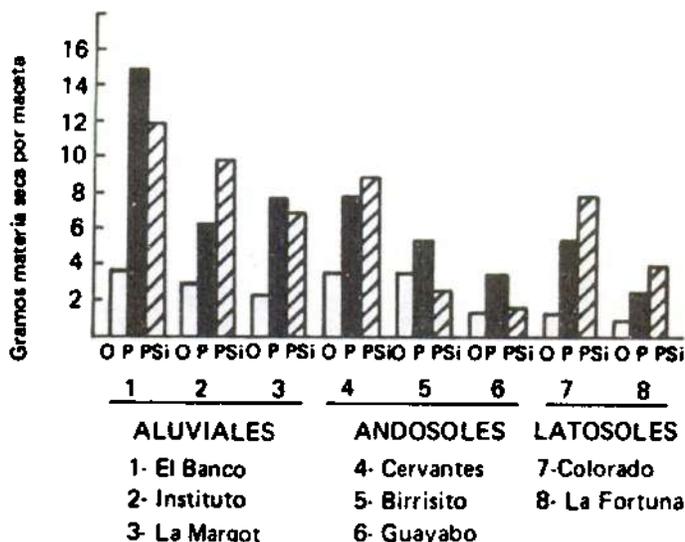


Fig. 8.25. Efecto de las aplicaciones de silicato de Na en ocho suelos deficientes en fosfatos. Planta indicadora: maíz, Costa Rica. (Según Fassbender y Muller (37)).

ción de fosfatos orgánicos; a la hidrolización de fosfatos férricos y aluminicos para aumentar la concentración de $H_2PO_4^-$ en la solución del suelo; y a la disminución de la capacidad de fijación de los fertilizantes fosfatados.

Los resultados de las interacciones entre el encalado y la aplicación de fertilizantes fosfatados son muy claros al observar los datos, publicados por Van Raij (89), sobre cultivos de soya en Minas Gerais y Río Grande del Sur, en Brasil (Cuadros 8.16 y 8.17). Con una dosis adecuada de encalado se ha logrado casi triplicar la cosecha.

Interacciones con otros elementos nutritivos

Es muy común encontrar, en un suelo, deficiencias paralelas de varios elementos nutritivos. En función de la materia orgánica y los valores C/N/P-orgánico, muchos de los suelos deficientes en P son también deficientes en N. Así existe, entonces, una interacción N-P al aplicarse fertilizantes nitrogenados y fosfatados. Los resultados de Miranda y Miranda (ver Van Raij (89)) encontrados en 50 experimentos de fertilización con N y P, en Sao Paulo, Brasil, demuestran que al aplicar 90 kg·N y 90 kg de P_2O_5 al suelo, se produce una duplicación de las cosechas (2 000 a 4 300 kg de maíz) (Cuadro 8.18). También pueden encontrarse interacciones con S y K.

Interacciones con microorganismos (micorrizas) en la rizósfera

La rizósfera es la zona del suelo influida por las raíces, donde se logra un gran incremento de la población microbiana. La zona mide

Cuadro 8.16. Efecto del encalado sobre la respuesta de la soya a la aplicación de fertilizantes fosfatados, en Minas Gerais, Brasil. (Según Van Raij (89))

Suelo	Producción de soya		
	P ₂ O ₅ aplicado	Sin cal	Con cal
	kg/ha	kg/ha	kg/ha
Latosol rojo amarillo (4 experimentos)	0	210	512
	100	768	1 601
	200	1 008	1 832
	300	1 080	2 081
Latosol rojo oscuro	0	385	434
	100	1 042	1 533
	200	1 283	1 772
	300	1 414	2 077

Cuadro 8.17. Efecto del encalado y de la aplicación de fertilizantes fosfatados, sobre la producción de la soya en un Oxisol de Río Grande do Sul, Brasil. (Según Van Raij (89)).

P ₂ O ₅ aplicado	Producción de soya con encalado			
	0	6.6	13.2	19.8
kg·ha ⁻¹	Cal t·ha ⁻¹			
0	1 203	2 000	2 044	1 925
150	1 438	2 205	2 262	2 350
300	1 844	2 376	2 558	2 529
450	1 984	2 652	2 822	2 815
600	1 804	3 053	3 230	3 205

sólo algunos milímetros de profundidad, pero es de gran importancia para la nutrición de las plantas. De acuerdo con Tinker (105), hay una serie de posibilidades para promover la absorción de P:

- a través de una alteración de la morfología de las raíces;
- por un cambio de la capacidad de absorción de elementos nutritivos;
- por una influencia en los equilibrios físico-químicos en el sistema planta-suelo;
- por un aumento de la velocidad de difusión de los iones fosfato, en función de la interacción entre superficie y volumen con el sistema suelo-microorganismo-raíz.

Entre las micorrizas —asociaciones entre raíces de plantas y hongos— se diferencian las ectomicorrizas y las endomicorrizas.

Cuadro 8.18. Interacción de N y P en la cosecha de maíz, con base en 50 experimentos en Sao Paulo, Brasil. (Según Van Raij (89)).

P ₂ O ₅ kg·ha ⁻¹	Cosecha de maíz N kg·ha ⁻¹			
	0	30	60	90
0	2 000	2 607	2 996	3 167
30	2 648	3 220	3 646	3 818
60	3 022	3 631	4 022	4 195
90	3 122	3 732	4 124	4 298

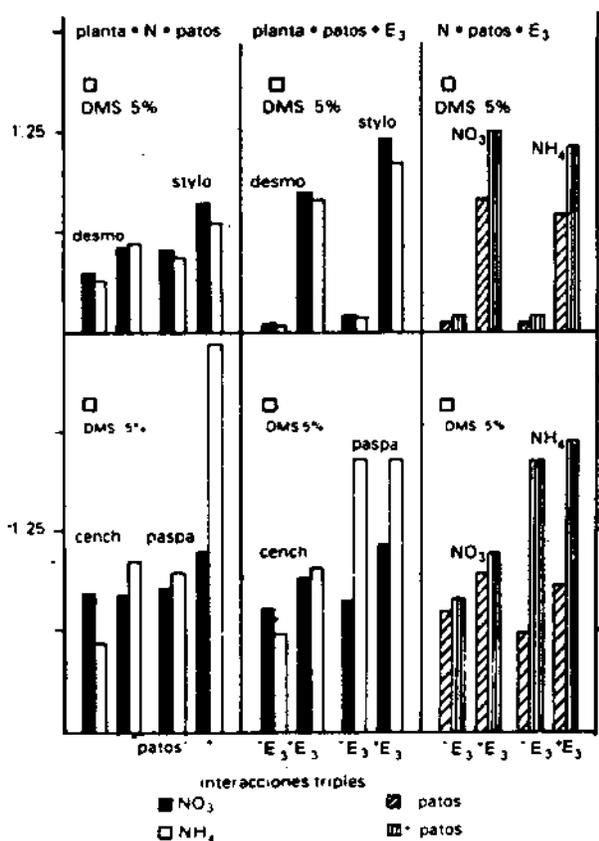


Fig. 8.26. Efectos de aplicaciones de roca fosfada de Patos, fuente de N e inoculación con *Glomus* en el contenido de P en plantas de *Desmodium*, *Stylosanthes*, *Cenchrus* y *Paspalum*. (Según Cabala y Wild (21)).

a. Ectomicorrizas; donde las hifas (*hyphae*) de los hongos —generalmente basidiomicetos— penetran en las células radiculares (cortex).

b. Endomicorrizas; donde los micelios del hongo penetran hasta la endodermis de la raíz formando deformaciones vesiculares-arbustivas (VA-endomicorrizas).

Aún no se conocen exactamente los procesos de absorción de P por las micorrizas ni los de transferencia a las plantas hospederas. Hasta ahora se han realizado pocos estudios en este campo complejo de la biología, química y biofísica del suelo. Los resultados logrados y publicados por Cabala y Wild (21) y por Goedert (61), así como otros trabajos pioneros en América Latina, son muy promisorios. El contenido de P en las leguminosas *Desmodium*, *Stylosanthes*, *Cenchrus* y en la gramínea *Paspalum*, aumentó notablemente con una inoculación de *Glomus fasciculatum* tipo E₃ (Figura 8.26).

En esta área existe una gran cantidad de aspectos desconocidos, pero, al mismo tiempo, un gran número de posibilidades a investigar.

RESUMEN

En este capítulo:

- a. Se analiza el contenido de P en suelos de América Latina, con base en numerosos resultados de la literatura; el ámbito oscila entre 18 y 3 300 mg P·kg⁻¹ suelo; de manera general, los valores se encuentran entre 600 y 1 000 mg P·kg⁻¹. El P total se determina por: las características del material parental, el grado de meteorización, la materia orgánica y el pH del suelo. Los Andosoles presentan, generalmente, valores altos de P total; los Ultisoles y Oxisoles valores bajos.
- b. Entre las formas de P se diferencian los fosfatos orgánicos y los inorgánicos. En los suelos de América Latina, la proporción de P orgánico en el P total es muy variable, situándose entre siete y 73 %; el promedio es de alrededor del 50 por ciento.
- c. Se presentan los principales fosfatos orgánicos y se analizan las relaciones C/P orgánico.
- d. Entre los fosfatos inorgánicos se diferencian: los cristalinos de Ca, Al y Fe; los incluidos en las concreciones de sesquióxidos; y la pequeña fracción de H₂PO₄⁻ presente en la solución del suelo. Se explica el método de su análisis y se discuten los resultados obtenidos en los suelos; la proporción de fosfatos de Ca aumenta con el pH, mientras que las de Al y Fe disminuyen.
- e. Cronológicamente también varía el contenido de fosfatos inorgánicos; en suelos jóvenes predominan los de Ca, con la meteorización aumentan los de Al y Fe y en suelos maduros predominan los ocultos.
- f. Se examinan los productos de solubilidad de los fosfatos de Ca, Al y Fe; se derivan sus isotermas de solubilidad y se presentan resultados obtenidos en suelos de América Central, Colombia y Brasil, respecto de la identificación de fosfatos inorgánicos.
- g. Las relaciones suelo-planta y la absorción de P se analizan con base en parámetros de intensidad-situación momentánea de disponibilidad, y capacidad-poder de reposición de H₂PO₄⁻ en los suelos.
- h. Se analizan los diferentes procesos dinámicos de transformación del P en los suelos, procesos que determinan el ciclo de este elemento.
- i. La mineralización de fosfatos orgánicos depende de muchos factores: pH, contenido de materia orgánica, microorganismos, humedad, temperatura. La liberación de H₂PO₄⁻ resultante es muy importante para la nutrición vegetal.

- j. Se examinan los fenómenos de la retención o fijación de P que son consecuencia de la adsorción y precipitación de fosfatos; para ello se toma como base los resultados obtenidos en suelos de América Latina.
- k. Se presentan la naturaleza química y las reacciones de los fosfatos naturales —rocas fosfatadas—, y los factores que los gobiernan. Se diferencian los fertilizantes térmicos y los de acidulación, considerando sus características y reacciones en el suelo. En los suelos ácidos predominan las reacciones con Al y Fe; en los alcalinos, la precipitación de Ca; y en los calcáreos, la adsorción, en particular, de CaCO_3 .
- l. Se analizan resultados de transformación obtenidos al estudiar diferentes fertilizantes en distintos suelos. Se discute la eficiencia de los fertilizantes fosfatados y se consideran medidas agronómicas para favorecer la forma, época de aplicación, tamaño de partículas, aplicación de silicatos y encalado, interacciones con otros elementos nutritivos y con microorganismos (micorrizas).

BIBLIOGRAFIA

1. AHMAD, N.; JONES, R.L. Forms and occurrence of inorganic phosphorus and its chemical availability in the limestone soils of Barbados. *Soil Science Society of America Proceedings* 31 (2): 184-188. 1967.
2. ASLYNG, H.C. The lime and phosphate potentials of soils; the solubility and availability of phosphates. Royal Veterinary and Agricultural College. Yearbook 1959, Copenhagen, 1960. pp. 1-54
3. BARROW, N.J. Phosphorus in soil organic matter. *Soils and Fertilizers* 34 (3): 169-173. 1961.
4. _____; OZANNE, P.G.; SHAW, T.C. Nutrient potential and capacity. I. The concepts of nutrient potential and capacity and their application to soil potassium and phosphorus. *Australian Journal of Agricultural Research* 16: 61-76, 1965.
5. _____. Nutrient potential and capacity. II. Relationship between potassium potential and buffering capacity and the supply of potassium to plants. *Australian Journal of Agricultural Research* 17: 849-861. 1966.
6. BASTIDAS, O. *et al.* Formas de fósforo en los suelos volcánicos del valle de Sibundoy, Putumayo, Colombia. *Turrialba* 20 (4): 434-438. 1970.
7. BECKETT, P.H.T. Studies on soil potassium. II. The immediate Q/I relations of potassium in the soil. *Journal of Soil Science* 15: 9-23. 1964.
8. _____; WHITE, R.E. Studies on the phosphate potentials of soils. III. The pool of labile inorganic phosphate. *Plant and Soil* 21 (3): 253-282. 1964.
9. _____. Relationship between uptake of phosphorus by plants and the phosphorus potential and buffering capacity of the soil; an attempt to test Schofield's hypothesis. *Soil Science* 104 (2): 99-106. 1967.
10. BENAVIDES, S.T. Distribution on native phosphorus and phosphorus sorption capacity of some tropical soils of Colombia. M.S. thesis. Stillwater USA, Oklahoma State University. 1963.
11. BERNHARD-REVERSAT, F. Recherches sur l'écosystème de la forêt subéquatoriale de Basse Côte d'Ivoire. VI. Les cycles des macroéléments. *La Terre et la Vie* 29: 229-254. 1975.
12. BLACK, C.A.; GORING, C.A.I. Organic phosphorus in soils. In Pierre, W.H. y Norman, A.G. Eds. *Soil and fertilizer phosphorus in crop nutrition*. New York, Academic Press, 1953. pp. 123-152.
13. BLASCO, L.M.; BOHORQUEZ, N.A. Fractionation of phosphorus in tropical soils of Colombia. *Agrochimica* 12 (2-3): 173-178. 1968.
14. _____. Propiedades químicas de los suelos derivados de cenizas volcánicas de Nariño, Colombia. In *Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina*. Turrialba, Costa Rica. IICA. 1969. pp. B.8-B.8.10.
15. _____. El fósforo orgánico y su metabolismo en los suelos. *Suelos Ecuatoriales (Colombia)* 6 (1): 19-43. 1974.
16. BORNEMISZA, E.; IGUE, K. Comparison of three methods for determining organic phosphorus in Costa Rican soils. *Soil Science* 103: 347-353. 1967.

17. BORNEMISZA, E., FASSBENDER, H.W. Uptake of fertilizer phosphate from nine soils from the humid tropics. *Agrochimica* 14 (2-3): 259-268. 1970.
18. _____; ALVARADO, A., Eds. Soil management in tropical America. *Consortium on Soil of the Tropics*. Raleigh, North Carolina State University, 1975. 565 p.
19. CABALA, P.; FASSBENDER, H.W. Formas del fósforo en suelos de la región cacaotera de Bahía, Brasil. *Turrialba* 20 (4): 439-444. 1970.
20. _____; WILD, A. Direct use of low grade phosphate rock from Brazil as fertilizer. I. Effect of reaction time in soil. *Plant and Soil* 65: 351-362. 1982.
21. _____; WILD, A. Direct use of low grade phosphate rock from Brazil as fertilizer. II. Effect of mycorrhizal inoculation and nitrogen source. *Plant and Soil* 65: 363-373. 1982.
22. CATHCARD, J.B. World phosphate reserves and resources. In Khasawneh, F.E. *et al.*, Eds. *The role of phosphorus in Agriculture*. Madison, Wisconsin, USA, ASA, 1980. pp. 1-18.
23. CHANG, S.C.; JACKSON, M.L. Fractionation of soil phosphorus. *Soil Science* 84: 133-144. 1957.
24. _____; JACKSON, M.L. Soil phosphorus fractions in some representative soils. *Journal of Soil Science* 9 (1): 109-119. 1958.
25. CHAVERRI, J. Fraccionamiento del fósforo en 16 suelos de Costa Rica. In Costa Rica. STICA. Laboratorio de Investigaciones Agronómicas, Informe Anual 1958. San José, 1958. 16 p.
26. CIAT. Informe Anual 1981. Cali, Colombia, 1982. p. irr.
27. CLARK, J.S.; PEECH, M. Solubility criteria for the existence of calcium and aluminum phosphates in soils. *Soil Science Soc. Am. Proc.* 19: 171-174. 1955.
28. COULOT, J.; BOLANOS, A.A. Estudio del estado del fósforo en suelos del sudeste bonaerense. Argentina, INTA Boletín Técnico no. 61, 1967. 12 p.
29. DAHNKE, W.C. MALCOLM, J.L.; MENENDEZ, M.E. Phosphorus fractions in selected soil profiles of El Salvador as related to their development. *Soil Science* 98: 33-38. 1964.
30. DE GEUS, J.G. Fertilizer guide for tropical and subtropical farming. Zurich, Centre d'Etude d'Azote. 1967. 727 p.
31. EDWARDS, P.J.; GRUBB, P.J. Studies of mineral cycling in a montane rain forest in New Guinea. *Journal of Ecology* 65: 943-969. 1977.
32. EJUNGABI, J.K.; BADA, S.O. Biomass and nutrient distribution in stands of *Pinus caribaea* in the dry forest zone of Nigeria. *Biotropica* 11: 130-135. 1974.
33. FAO. Fertilizer; Annual review 1978. Roma, Italia, 1979. p. irr.
34. FASSBENDER, H.W. La adsorción de fosfatos en suelos fuertemente ácidos y su evaluación usando la isoterma de Langmuir. *Fitotecnia Latinoamericana* 3 (1-2): 203-216. 1966.

35. FASSBENDER, H.W. Descripción físicoquímica del sistema fertilizante fosfato-suelo-planta. *Turrialba* 16 (3): 237-246. 1966.
36. _____ . Los fosfatos naturales de Sechura, Perú. *Turrialba* 17: 159-164. 1967.
37. _____ ; MULLER, L. Uso de enmiendas silicatadas en suelos altamente fijadores de fosfatos. I. Efecto de aplicaciones de metasilicatos de sodio. *Turrialba* 17: 371-375. 1967.
38. _____ ; _____ ; BALERDI, F. Estudio del fósforo en suelos de América Central. II. Formas y su relación con las plantas. *Turrialba* 18 (4): 333-347. 1968.
39. _____ . Conceptos físico-químicos en la interpretación del sistema suelo-planta. In Congreso Latinoamericano de Química, 10^o, San José, Costa Rica, 1969. San José, Universidad de Costa Rica, 1969. p. irr.
40. _____ . Deficiencia y fijación de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas en América Central. In Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. *Turrialba*, Costa Rica, IICA, 1969. pp. B.4.1-B.4.10.
41. _____ . Estudio del fósforo en suelos de América Central. IV. Capacidad de fijación de fósforo y su relación con características edáficas. *Turrialba* 19 (4): 497-505. 1969.
42. _____ . Forms of phosphate after nine years of superphosphate fertilization to cacao. *Agrochimica* 13 (1-2): 39-43. 1969.
43. _____ . Retención y transformación de fosfatos en ocho Latosoles de la Amazonía del Brasil. *Fitotecnia Latinoamericana* 6 (1): 1-9. 1969.
44. _____ . Phosphorus fixation in tropical soils. *Agri Digest (Belgica)* 8: 20-28. 1969.
45. _____ ; MOLINA, R. Influencia de enmiendas calcáreas y silicatadas sobre el efecto de fertilizantes fosfatados en suelos derivados de cenizas volcánicas en Costa Rica. In Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. *Turrialba*, Costa Rica, IICA, 1969. pp. C.2-C.2.12.
46. _____ ; MULLER, L. Uso de enmiendas silicatadas en suelos altamente fijadores de fosfatos. II. Efecto de fertilizantes silico-fosfatados. *Turrialba* 19: 368-374. 1969.
47. _____ ; MULLER, L.; ROLDAN, L. Physikalisch-chemische interpretationen der Phosphatformen und ihre Beziehungen zur Pflanze in Böden Zentralamerikas. *Geoderma* 3: 147-155. 1969.
48. _____ ; DIAZ, N. Contenido y formas de fósforo de algunos suelos de la región amazónica del Estado de Maranhao, Brasil. *Turrialba* 20 (3): 372-374. 1970.
49. _____ . Chemisches Verhalten der Hauptnährstoffe in Böden der Tropen, insbesondere in Lateinamerika. *Göttlinger Bodenkundliche Berichte* 23: 1-182. 1972.
50. _____ . Experimentos de laboratorio para el estudio del fuego de la quema de restos vegetales sobre las propiedades del suelo. *Turrialba* 25: 249-254. 1976.

51. FASSBENDER, H.W. Química de suelos, con énfasis en suelos de América Latina. San José, Costa Rica, IICA, Serie de Libros y Materiales Educativos, 1975. 398 p.
52. _____; GUERRERO, R. Identificación de fosfatos y equilibrios catiónicos en suelos derivados de cenizas volcánicas de Pasto, Calima, Colombia. *Revista de Ciencias Agrícolas (Pasto, Colombia)* 5: 5-18. 1975.
53. _____; BEINROTH, F.H.; SARMIENTO, L.S. Amounts and forms of phosphorus in ten highly weathered soils of Puerto Rico. *Turrialba* 28: 9-13. 1978.
54. _____; GRIMM, U. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. II. Producción y descomposición de los residuos vegetales. *Turrialba* 31: 39-47. 1981.
55. _____; _____. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. IV. Modelos y conclusiones. *Turrialba* 31: 101-108. 1981.
56. FÖLSTER, H.; DE LAS SALAS, G.; KHANNA, P.K. A tropical evergreen forest site with perched water table, Magdalena Valley, Colombia. *Oecologia Plantarum* 11: 297-320. 1976.
57. GAMBOA, J.; BLASCO, L.M. Dinámica del fósforo en el suelo después de cinco fertilizaciones consecutivas. *Turrialba* 26: 150-155. 1976.
58. GARCIA, R. Phosphorus fractionation and phosphorus fixation capacity of calcareous sugar cane soils in Mexico. *In Congress of the International Society Sugarcane Technology, 11th. Proceedings (s.i.):* 111-115. 1963.
59. GOEDERT, W.J.; LOBATO, E. Eficiencia agronómica de fosfatos em solo de Cerrado. *Pesq. Agrop. Bras. (Brasília)* 15: 311-318. 1980.
60. _____. Efeito residual de fosfatos naturais em solos de Cerrado. *Pesq. Agrop. Bras. (Brasília)* 18: 499-506. 1983.
61. _____. Management of the Cerrado soils of Brazil: a review. *J. Soil Science* 34: 405-428. 1983.
62. GOLLEY, F.B., et al., Eds. Mineral cycling in a tropical moist forest ecosystem. Athens, Georgia, University of Georgia Press, 1975. 248 p.
63. GORING, C.A.I. Biological transformation of phosphorus in soil. I Theory and Methods. *Plant and Soil* 6 (1): 17-37. 1955.
64. GREENLAND, D.J.; KOWAL, J.M.L. Nutrient content in a moist tropical forest of Ghana. *Plant and Soil* 12: 154-174. 1960.
65. GRIMM, U.; FASSBENDER, H.W. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. I. Inventario de las reservas orgánicas y minerales (N, P, K, Ca, Mg, Mn, Fe, Al y Na). *Turrialba* 31 (1): 27-37. 1981.
66. _____; _____. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. III. Ciclo hidrológico y translocación de elementos con el agua. *Turrialba* 31: 89-99. 1981.
67. HANDBOOK ON PHOSPHATE FERTILIZATION. París, ISMA, (¿1981?) 210 p.

68. HASE, H. y FÖLSTER, H. Bioelement inventory in a tropical evergreen seasonal forest on anthropic soils, Western Llanos, Venezuela. *Acta Ecológica* 3: 331-346. 1982.
69. HUCKER, T.W.G.; *et al.*, Eds. Phosphorus in sewage sludge and animal waste slurries. Dordrecht, Holanda, D. Riedel, Publ. Comp. 1981. 443 p.
70. JORDAN, C.F.; HERRERA, R. Biochemical cycles of an Amazonian rain forest (At press).
71. KHASAWNEH, F.E.; SAMPLE, E.C.; KAMPRATH, E.J. Eds. The role of phosphorus in agriculture. Madison, Wisconsin, ASA, 1980. 910 p.
72. KLINGE, H.; RODRIGUEZ, W. Litter production in an area of Amazon terra firme forest. III. Mineral content of the litter. *Amazoniana* 1: 303-310. 1968.
73. ————. Fine litter production and nutrient return to the soil in three natural stands of Eastern Amazonia. *Geo-Eco-Trop* 1: 159-167. 1977.
74. LATHWELL, D.J. Phosphorus response on Oxisols and Ultisols. *Cornell International Agriculture Bulletin* 33. Cornell University, 1979.
75. LE MARE, P.H. Observations on the phosphate potential of some tropical soils. In 7th, International Congress of Soil Science, Madison, Wisconsin, 1960. Transnational Amsterdam, Elsevier, 1961. v.3, pp. 600-603.
76. ————. Sorption of isotopically exchangeable and non exchangeable phosphate by some soils of Colombia and comparison with soils of southern Nigeria. *J. Soil Science* 33: 690-707. 1982.
77. LEON, L.A.; FENSTER, W.E. Management of phosphorus in the Andean countries of tropical Latin America. *Phosphorus in Agriculture* 76: 57-73. 1979.
78. LINDSAY, W.L.; MORENO, E.C. Phosphate phase equilibria in soils. *Soil Science Society of America, Proceedings* 24: 177-182. 1960.
79. ————; FRAZIER, A.W.; STEPHENSON, H.F. Identification of reaction products from phosphate fertilizers in soils. *Soil Science Society of America, Proceedings* 26: 446-452. 1962.
80. LOPEZ, H.D.; CORONEL, I.; ALVAREZ, L. Uso de la isoterma de adsorción para evaluar requerimientos de fósforo. I. Isotermas de adsorción de los suelos. *Turrialba* 31: 169-180. 1981.
81. ————; ————; ————. Uso de la isoterma de adsorción para evaluar requerimientos de fósforo. II. Determinación con base en los datos de absorción del requerimiento externo de fósforo para *Vigna unguiculata*. *Turrialba* 31: 181-188. 1981.
82. ————; ————; ————. Uso de la isoterma de adsorción para evaluar requerimientos de fósforo. III. Comparación con otros métodos. *Turrialba* 31: 313-317. 1981.
83. LUNDGREN, B. Soil conditions and nutrient cycling under natural and plantation forest in Tanzania Highlands. *Swedish University of Agric. Sciences, Uppsala, Suecia*, 1978. 426 p.
84. MATTINGLY, G.E.G.; TALIBUDEEN, O. Progress in the chemistry of fertilizer and soil phosphorus. In Grayson, M.; Griffith, E.J., Eds. *Topics in phosphorus chemistry*. New York Interscience 4: 157-290. 1967.

85. MORILLO, M.R.; FASSBENDER, H.W. Formas y disponibilidad de fosfatos de los suelos de la cuenca baja del río Choluteca, Honduras. *Turrialba* 18 (1): 26-33. 1968.
86. NATIONAL ACADEMY OF SCIENCE. Soils of the humid tropics. Washington, USA, National Academy of Sciences, 1972. 217 p.
87. ODUM, H.I.; PIGEON, R.F., Eds. A tropical rain forest. Washington, U.S. Atomic Energy Commission, 1970. s.p.
88. OLSEN, S.R.; KHASAWNEH, F.E. Use and limitations of physical-chemical criteria for assessing the status of phosphorus in soils. In Khasawneh, F.E. *et al.*, Eds. The role of phosphorus in agriculture. Madison, Wisconsin, USA, ASA, 1980. pp. 361-410.
89. RALJ, B.VAN. The use of phosphates on the main crops in Brazil. *Phosphorus in Agriculture* 76: 121-131. 1979.
90. _____; DIEST, A. VAN. Phosphate supplying power of rock phosphates in an Oxisol. *Plant and Soil* 55:97-107. 1980.
91. ROEDER, M. Recursos naturales especialmente solos no noroeste de Marahao, Brasil. Tesis Mag. Sc. Turrialba, Costa Rica, IICA, 1967. 189 p.
92. RYAN, J. Phosphorus and its utilization in soils of dry regions. *Geoderma* 29: 341-354. 1983.
93. SAMPLE, E.C.; SOPER, R.J.; RACZ, G.R. Reactions of phosphate fertilizer in soils. In Khasawneh, F.E. *et al.* Eds. The role of phosphorus in agriculture. Madison, Wisconsin, USA, ASA, 1980. pp. 263-310.
94. SANCHEZ, P.A.; UEHARA, G. Management considerations for acid soils with phosphorus fixation capacity. In Khasawneh, F.E. *et al.*, Eds. The role of phosphorus in agriculture. Madison, Wisconsin, USA, ASA, 1980. pp. 471-514.
95. _____. Suelos del trópico, características y manejo. San José, Costa Rica, IICA, Serie de Libros y Textos, 1981. 634 p.
96. _____. SALINAS, J. G. Low-input technology for managing Oxisols and Ultisols in tropical America. *Advances in Agronomy* 34: 280-398. 1981.
97. SMYTH, T.J.; SANCHEZ, P.A. Effects of lime, silicate and phosphorus applications to an Oxisol on phosphorus sorption and iron retention. *Soil Science Society of America. Journal* 44: 500-505. 1980.
98. STEINHARDT, U.; FASSBENDER, H.W. Características y composición química de las lluvias de los Andes Occidentales de Venezuela. *Turrialba* 29: 175-182. 1979.
99. SUAREZ, D.A. Efecto del tamaño de granos en la eficiencia del superfosfato concentrado en tres suelos fijadores de fósforo. Tesis Mg. Sc. Turrialba, Costa Rica, IICA, 1971. 88 p.
100. SVENSON, B.H.; SODERLUND, R., Eds. Nitrogen, phosphorus and sulphur. Global cycles. Estocolmo, Suecia, SCOPE-Ecological Bulletins 22, 1981. 520 p.
101. TAFUR, V.N.; BLASCO, L. M. Fósforo en los suelos de Valledupar (César). *Agricultura Tropical (Colombia)* 25 (3): 151-159. 1969.

102. TANNER, E.V.J. Four mountain rain forest of Jamaica: A quantitative characterization of the floristic, the soil and the foliar mineral levels. *Journal of Ecology* 65: 883-918. 1977.
103. TAYLOR, A.W.; GURNEY, E.L. Solubility of amorphous aluminum phosphate. *Soil Science* 93: 241-245. 1962.
104. _____; WOODS, J. Inorganic phosphorus in calcareous rockland soils of the Bahamas. *Soil Science Society of America. Journal* 45: 730-734. 1981.
105. TINKER, P.B. Role of rhizosphere microorganisms in phosphorus uptake by plants. In Khasawneh, F.E., *et al.*, Eds. *The role of phosphorus in agriculture*. Madison, Wisconsin, USA, ASA, 1980. pp. 617-654.
106. ULRICH, B. *Boden und Pflanze. Ihre Wechselbeziehungen in physikalisch-chemischer Betrachtung*. Stuttgart, F. Enke Verlag, 1961. 114 p.
107. _____; KHANNA, P.K. Schofield'sche Potentiale und Phosphatformen in Böden. *Geoderma* 2: 65-78. 1969.
108. VAN WAZER, J.R. *Phosphorus and its compounds*. New York, Interscience, 2 v. 1958-1961. 2046 p.
109. VIEIRA, L.S.; BORNEMISZA, E. Categorías de fósforo en los principales grandes grupos de suelos en la Amazonia de Brasil. *Turrialba* 18 (3): 242-248. 1968.
110. WESTIN, F.C.; BRITO, J.G. de. Phosphorus fractions of some Venezuelan soils as related to their stages of weathering. *Soil Science* 107 (3): 194-202. 1969.
111. WHITE, R.E.; BECKETT, P.H.T. Studies on the phosphate potentials of soils. I. The measurements of phosphate potential. *Plant and Soil* 20 (1): 1-16. 1954.
112. WHITE, R.E. Studies on the phosphate potentials of soils. II. Microbial effects. *Plant and Soil* 20 (2): 184-193. 1964.
113. WHITE, R.E.; HAYDOCK, K.P. An evaluation of the phosphate potential, Truog, Olsen and Morgan methods for measuring the availability of soil phosphate. *Australian Journal of Soil Research* 5 (2): 215-224. 1967.

CAPITULO 9

AZUFRE

CONTENIDO Y FORMAS EN SUELOS TROPICALES

Contenido total de azufre

El contenido de azufre en los suelos de regiones húmedas, particularmente en los que son minerales, varía entre 0.02 y 0.2 dag·kg⁻¹; los suelos orgánicos presentan hasta 1 dag·kg⁻¹ de este elemento. En suelos de regiones áridas existen niveles considerablemente superiores de azufre, debido a la acumulación de sulfatos, o al ascenso (por capilaridad) de aguas subterráneas ricas en ellos, o como resultado del contenido de sulfato en las aguas de riego aplicadas.

Entre los compuestos principales que se acumulan hay que mencionar al yeso (CaSO₄·2H₂O), la anhidrita (CaSO₄) y la epsomita (MgSO₄·7H₂O). En cantidades menores se encuentran minerales poco solubles, como los sulfuros: esfalerita (ZnS) y calcopirita (CuFeS₂).

Muchos suelos de origen volcánico reciente poseen altos niveles de S inorgánico, como lo han mostrado Biasco (6) y Bornemisza (7), aunque también se ha informado sobre su deficiencia en estos suelos (5). El primero de estos investigadores encontró un promedio de dos tercios del S total como inorgánico en suelos de Centroamérica.

En suelos antiguos fuertemente desarrollados, todo S inorgánico se encuentra en forma de sulfato, así lo indican Neptune, Tabatabai y Hannway (28), en el caso de los Oxisoles de Brasil.

Igual que el nitrógeno y el fósforo, el azufre se encuentra en formas orgánicas e inorgánicas. Con frecuencia, en suelos de regiones húmedas, el azufre orgánico es la fracción principal de este elemento, alcanzando el 100%, como lo constató Hesse (23) en Africa. En el Cuadro 9.1 se presentan resultados de los estudios de diferentes formas de azufre en varios países. Un buen resumen sobre las formas en los suelos se encuentra en el trabajo de Williams (37).

Como se observa existen grandes variedades entre los suelos, especialmente, si se comparan los suelos de Centroamérica, relativa-

Cuadro 9.1. Contenido de azufre total y orgánico, y relaciones C/S en algunos suelos de Centroamérica y Africa Oriental.

Suelos	Referencia	S total mg.kg ⁻¹	S orgánico mg.kg ⁻¹	% de S total	C/S orgánico
Cauque (Guatemala)	(6)	539	277	51.4	206
Texpán (Guatemala)	(6)	781	312	39.9	71
Quetzaltenango (Guatemala)	(6)	1 976	897	45.4	23
Palin (Guatemala)	(6)	688	482	70.1	89
Sta. Ana (El Salvador)	(6)	1 669	780	49.7	32
Soyapango (El Salvador)	(6)	1 015	539	53.1	24
Corinto (Nicaragua)	(6)	872	490	56.2	61
Tipitapa (Nicaragua)	(6)	1 235	685	55.5	29
Heredia (Costa Rica)	(7)	1 980	690	34.6	148
Escazú (Costa Rica)	(7)	630	115	18.2	160
Paraiso (Costa Rica)	(7)	2 150	298	13.8	90
Kikuyo (Africa Oriental)	(23)	355	355	100.0	183
Kinakop (Africa Oriental)	(23)	750	750	100.0	53
Usambara (Africa Oriental)	(23)	390	388	99.0	89
Cerrado (Brasil)	(28)	166	154	93.0	—

mente recientes (6, 7), con los de Africa Oriental (23), mucho más antiguos; en estos últimos se constata una contribución particularmente alta del azufre orgánico.

Compuestos azufrados orgánicos

El S orgánico presente en la materia orgánica proviene de los residuos vegetales, animales y microbianos que se incorporan al suelo; consiste en una parte importante de proteínas y sus derivados, como los aminoácidos que contienen azufre, varios de los cuales fueron detectados en extractos de suelos. Sin embargo, la distribución de las diferentes formas de S en la materia orgánica se conoce poco y la información en Latinoamérica es muy escasa. Además se puede afirmar que no es mucho lo que se sabe sobre las propiedades químicas de los derivados de azufre en la materia orgánica del suelo (5). En general se cree que la formación del S orgánico depende de los factores generales que regulan la acumulación de la materia orgánica. En esta línea, Probert y Samosir (31) sugieren que se considere el contenido de fósforo del material matriz como uno de los factores principales.

En muchos suelos tropicales se observó una buena correlación entre el S total y el S orgánico (25). Para la caracterización del S orgánico se emplea la relación C/N/S-orgánico; en el Cuadro 9.2 se presentan algunos ejemplos de esta relación. Como se observa en estas relaciones, el valor para C/S es similar al del C/P, y, comúnmente, su valor es del orden de 100 a 200. En suelos recientes o en regiones secas los valores son mayores.

En las Figuras 9.1 y 9.2 se ilustran relaciones C/S y N/S-orgánico,

Cuadro 9.2. Relaciones C:N:S en suelos de diferentes regiones.

Lugar geográfico	Autores	Relación		
		C	: N	: S
Australia		150	: 10	: 1.21
Minnestoa		135	: 10	: 1.13
Minnesota	Harward, Chao y Fang (22)	145	: 10	: 1.01
Minnesota		116	: 10	: 1.50
Australia Oriental		150	: 10	: 1.30
Nueva Zelandia		130	: 10	: 1.30
Australia	Freney y Stevenson (20)	113	: 10	: 1.20
Escocia		140	: 10	: 1.38
Costa Rica	Bornemisza (7)	298		: 1.00
Indias Occidentales	Haque y Walmsley (21)	123	: 10	: 1.08
Nigeria, Sabanas	Kang <i>et al.</i> (26)	130	: 10	: 2.60

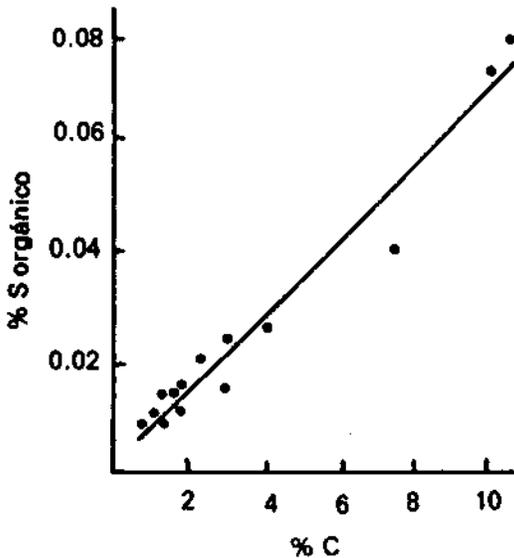


Fig. 9.1. Relación entre el C y S orgánicos (Según Harward, Chao y Fang (22)).

correspondientes a suelos de regiones templadas. Se estima que los principales factores que influyen sobre la mineralización del S orgánico son: la temperatura y la humedad del suelo; el contenido de S de la materia orgánica; y la presencia de plantas (25).

Se usa este conjunto de relaciones —a las cuales con cierta frecuencia se incorpora el fósforo orgánico— debido a que estos elementos son partes importantes de la materia orgánica y porque suplen derivados necesarios para la nutrición de las plantas cuando esta forma se mineraliza, como se vio en el Capítulo Segundo. De acuerdo con Bettany,

Stewart y Saggarr, la mayor parte del azufre potencialmente mineralizable se encuentra en la formación del ácido fúlvico, en la del ácido húmico asociado con arcillas y en la de las huminas de menos de dos micrones (4). En condiciones templadas, estos mismos investigadores encontraron que el cultivo de los terrenos da por resultado menores pérdidas de S orgánico que de C ó N orgánicos. Ellos creen que una cierta acumulación del S en la fracción de ácido fúlvico es la responsable de este proceso.

Comparando la mineralización paralela de N y S, en doce Alfisoles y Molisoles; Tabatabai y Al-Khafaji (34) observaron que en un período de seis meses se mineralizó una proporción mayor de S que de N. La descomposición de los compuestos orgánicos de azufre en los suelos es en general rápida como resultado de la acción microbiana (Frey y Stevenson (20)); comúnmente, el encalado promueve este proceso.

En los suelos volcánicos, según Blasco (6), la mineralización del S depende del porcentaje de arcilla, disminuyendo cuando éste aumenta. Se cree que esto se debe a la reabsorción del SO_4 por los coloides del suelo. El mismo autor indica que, en esos mismos suelos, y debido a su excelente aeración el contenido de humedad tiene poca influen-

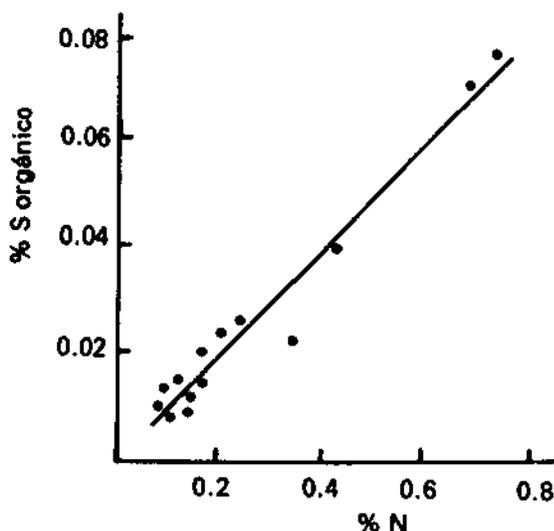


Fig. 9.2. Relación entre N y S orgánicos (Según Harward, Chao y Fang (22)).

cia sobre la formación de SO_4 ó S^{2-} , aun cuando ese contenido sea alto.

Compuestos azufrados inorgánicos

La mayor parte del azufre inorgánico se encuentra en forma de sulfatos; sólo en el caso de anaerobismo, como ocurre en los suelos

anegados y pantanosos, aparecen otras fracciones importantes: por ejemplo, los sulfuros, y la piritita (FeS_2). Por lo general, al establecer condiciones aeróbicas, los sulfuros se oxidan rápidamente en sulfatos, junto con una fuerte acidificación de los suelos. En aquellos bien aireados, sólo se encuentran algunos sulfuros poco solubles, derivados principalmente de los minerales primarios.

Los sulfatos en los suelos se pueden dividir en tres categorías:

- una pequeña fracción en la solución del suelo;
- una fracción variable adsorbida por la fracción coloidal del suelo, en forma más o menos firme; y,
- sulfatos poco solubles.

En los suelos de regiones secas hay, frecuentemente, una acumulación de sulfatos solubles y poco solubles. Como resultado de esto, las fracciones primera y tercera, antes indicadas, aumentan hasta valores bastante altos. La segunda fracción puede alcanzar grandes magnitudes, de varios cientos de $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$, en suelos ácidos y arcillosos, en los que los sulfatos se encuentran en forma adsorbida, con una moderada disponibilidad para las plantas, como, por ejemplo, lo demostró Fox (17) en el caso de los suelos de Puerto Rico; entre esta fracción del elemento y la solución del suelo se encuentra un equilibrio que resulta en una solubilización lenta. Esta misma fracción puede ser parcialmente desplazada por niveles moderados o altos de fosfato.

PROCESOS DINAMICOS DE TRANSFORMACION DEL AZUFRE

Ciclo del azufre en los suelos

Los procesos dinámicos del azufre son similares a los del nitrógeno. En el ciclo del S (ver Figura 9.3) se observan transformaciones debidas a procesos que ocurren principalmente por la acción de diferentes microorganismos. En forma semejante que para otros elementos, se puede considerar a la solución del suelo como fuente central de la que las plantas o microorganismos absorben el S. Los residuos de todos ellos son mineralizados por microorganismos, produciendo S inorgánico oxidado o reducido. La mineralización del S orgánico sigue un esquema similar al del N orgánico. Se cree que cuando se libera H_2S , éste es rápidamente oxidado en sulfato.

El lavado de los suelos genera una importante pérdida de S. Pearson y colaboradores (29) observaron que en suelos de Puerto Rico, un 90% de los cationes lavados se perdió con sulfato como anión acompañante; mientras tanto, los nitratos y cloruros sólo contribuyeron con un seis y uno por ciento, respectivamente. En regiones industriales, el S en la lluvia es fuente de apreciables cantidades del elemento, con niveles que frecuentemente exceden a $20 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ por año (de acuerdo con Coleman (14)); en general, en estas regiones no se observan deficiencias de S. Para el caso de los Andes Occidentales de Venezuela, Steinhardt y Fassbender (33) informan sobre la presencia de apenas $11.8 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ de S en las lluvias, un contenido relativamente alto para regio-

nes tropicales, fenómeno influido posiblemente por las zonas con instalaciones petroquímicas. Kamprath y Till (25) estiman que, en general, la lluvia es fuente de menos de $5 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ del S, lo que no cubre las necesidades de una agricultura intensiva.

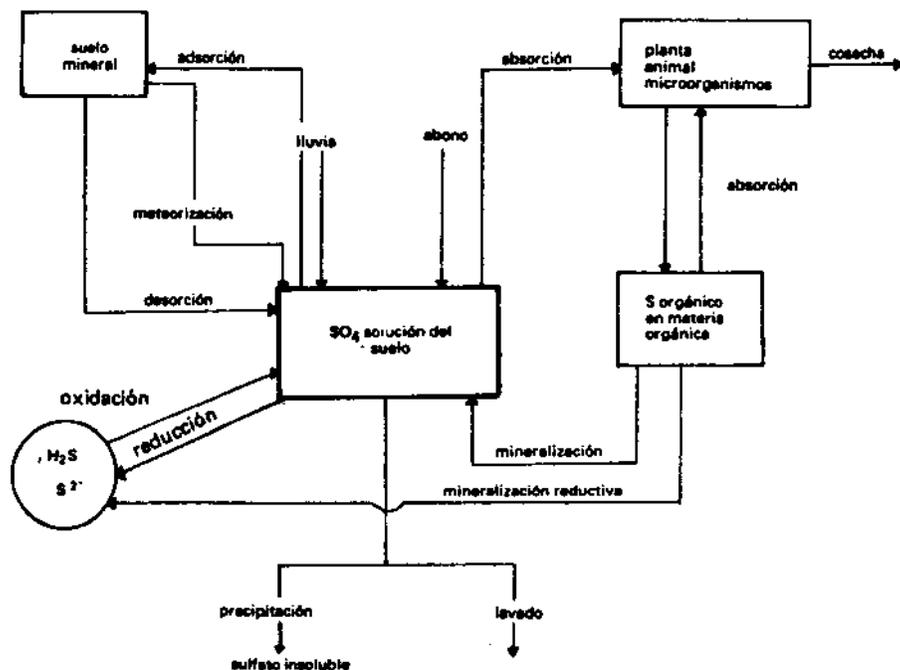


Fig. 9.3. El ciclo del azufre en la naturaleza.

Oxidación y reducción

Los procesos de oxidación y reducción del azufre en los suelos son importantes en la dinámica de este elemento y, en general, para el balance redox del suelo. Burns (9) ha preparado un trabajo donde se resume la información sobre este fenómeno.

Como ejemplo de la reducción de SO_4 , en condiciones anaeróbicas, se presentan los datos del Cuadro 9.3. Estos fueron obtenidos al aplicar 130 mg de azufre —en la forma de $(\text{NH}_4)_2^{35}\text{SO}_4$ — por maceta, en un experimento con arroz en condiciones de inundación, en suelos de India (36). Se observa que: de tres a $13 \text{ dag} \cdot \text{kg}^{-1}$ del azufre aplicado fue absorbido por la planta en dos meses de crecimiento; de dos a $12 \text{ dag} \cdot \text{kg}^{-1}$ se incluyó en la fracción orgánica; entre 40 y $89 \text{ dag} \cdot \text{kg}^{-1}$ se encontró en su forma original de sulfato; y el resto, o sea cinco a $45 \text{ dag} \cdot \text{kg}^{-1}$ fue reducido.

Movimiento y adsorción de sulfatos

La adsorción del sulfato es un proceso importante en los suelos ácidos, particularmente en los caoliníticos. Gran parte de la adsorción

del SO_4^{2-} ocurre en sitios con carga positiva; por esto, el pH del suelo y la diferencia entre este valor y el punto de carga cero del suelo son importantes, de acuerdo con Probert y Samosir (31). En este proceso, al adsorberse el SO_4 se liberan OH, como lo demostraron Chang y Thomas para el caso de suelos de Estados Unidos (10); Bornemisza y Llanos para el de Costa Rica (8) y Couto, Lathwell y Bouldin para el de Oxisoles de Brasil (15).

De acuerdo con Fox *et al.* (18), para que se dé una adsorción apreciable de sulfato, se requieren tres condiciones que son: la presencia de superficies que reaccionen, la existencia de un ambiente químico favorable y la existencia de sulfato en la solución del suelo. Las cantidades de sulfato adsorbido pueden ser muy altas, especialmente cuando se abona fuertemente y cuando la concentración de sesquióxidos en el suelo es alta. En estas condiciones, Fox observó que en once suelos fuertemente meteorizados la adsorción aumentaba con la profundidad hasta aproximadamente 100 cm; también constató que en 120 cm, incluidos los anteriores, diez de los once suelos contenían más de 4 000 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ de sulfato (17).

Cuadro 9.3. Transformación porcentual del SO_4 aplicado en suelos inundados (arroz) (36).

Suelo	Absorción por arroz	dag.kg ⁻¹ S incluido en la materia orgánica	S como SO_4	S reducido
1	6.1	5.7	40.7	47.6
2	5.2	3.8	45.6	45.4
3	9.2	4.1	52.5	34.3
4	4.0	3.9	83.8	8.3
5	3.2	12.2	68.6	16.0
6	9.8	2.9	81.0	6.2
7	2.8	3.3	89.0	4.9
8	3.8	1.6	70.8	23.9

El movimiento del sulfato es fomentado tanto por fosfatos como por el encalado (11). Los autores antes citados observaron, además, que suelos altos en óxidos libres de Fe y Al son muy buenos retenedores de sulfatos.

Los procesos de adsorción, que fueron representados por medio de isotermas de Freundlich (8, 13), son particularmente reversibles. Otros autores, que estudiaron 30 suelos, pudieron utilizar adecuadamente la isoterma mencionada para representar la adsorción de algunos de ellos; en otros se usó la de Langmuir. Estos investigadores encontraron correlaciones positivas entre la adsorción con el contenido de materia orgánica ($r = 0.62$), con óxidos de hierro ($r = 0.39$) y de aluminio ($r = 0.48$); se hallaron correlaciones negativas con la suma de cationes

intercambiables ($r = 0.54$) y con el Ca ($r = 0.54$) de estos suelos. Como se ve, todas las correlaciones son altamente significativas (32). Estos datos concuerdan con los resultados obtenidos por Chao, Harward y Fang (11), quienes también estudiaron el efecto de diferentes minerales de arcilla y encontraron que la retención varía según la serie:

caolinita > illita > bentonita.

El movimiento de sulfatos en los suelos es reducido, aunque supera al del fosfato. La adsorción de $^{35}\text{SO}_4^{2-}$ en tres suelos de Costa Rica y en lisímetros es presentada en la Figura 9.4. Se observaron apreciables diferencias entre los suelos, y una dependencia de la adsorción y de la concentración, como lo indican Fox *et al.* (18).

Relaciones de los fertilizantes azufrados

El uso directo de fertilizantes azufrados es relativamente poco frecuente, a pesar de que en su trabajo de reseña Blair (5) informa sobre deficiencias de este elemento en 40 países tropicales y para 23 cultivos diferentes de la región. Sin embargo se emplean muchos abonos que contienen azufre, aunque sean utilizados para suministrar otros elementos; el más generalizado es el sulfato de amonio, pero también es ampliamente usado el superfosfato simple. En este último hay más azufre

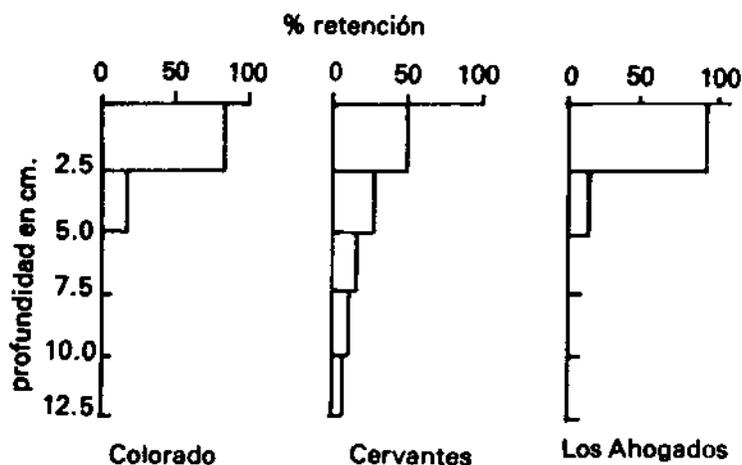


Fig. 9.4. Movimiento de $^{35}\text{SO}_4^{2-}$ en tres suelos de Costa Rica (Colorado I, Cervantes II, Los Ahogados III. (8)).

que fósforo, siendo además, una buena fuente de Ca; el anterior tiene más azufre que nitrógeno por lo que en general, es mayormente aplicado. También se usa el S, en forma de sulfato de potasio, el que es de empleo obligatorio cuando los cultivos no toleran el cloruro, o cuando se ha aplicado demasiado de este anión.

El azufre elemental, o flor de azufre, se utiliza para disminuir el pH de suelos alcalinos, ya que al oxidarse y reaccionar con el agua en el suelo, forma ácido sulfúrico, como se vio en el capítulo sobre suelos salinos y sódicos.

Disponibilidad y aprovechamiento del azufre

En los suelos altamente meteorizados, el S es, posiblemente, el cuarto elemento en importancia, limitando el crecimiento de plantas en general; pero si se consideran las leguminosas, ocupa el segundo lugar (16). Existe gran diferencia entre las leguminosas, las que responden a aplicaciones de hasta $100 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ S en suelos deficientes (como lo informa Tergas (35)) y las plantas como el banano, las que no requieren más que $2 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ S en la solución del suelo (16). Varios investigadores han encontrado deficiencias de azufre en suelos de los "Campos Cerrados" de Brasil y han corregido el problema aplicando de 20 a 40 $\text{kg S} \cdot \text{ha}^{-1}$ (24).

Para la determinación de SO_4 en los suelos, se encontró que el mejor extractor es el fosfato, estudiado por Barrow (2) en las condiciones que se presentan en Australia. En una investigación en 30 suelos diferentes de Costa Rica, Pérez y Oelshigle (30) hallaron que el nivel crítico para la extracción con fosfato de Ca, era de $8 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, y para la aplicada con fosfato de K, de $6 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, usando sorgo como planta indicadora en condiciones de invernadero.

Es poco corriente que el azufre sea tóxico para las plantas. Esto último ha sido observado sólo en el caso de concentraciones altas de SO_2 en el aire, como ocurre en la vecindad de algunas industrias. Concentraciones muy altas de sulfato en la solución del suelo, como sucede cuando los suelos salinos tienen altas concentraciones de sulfatos de magnesio de gran solubilidad, no perjudican a las plantas por sus efectos químicos, aunque pueden causar problemas por su efecto osmótico.

Es útil anotar que la presencia del yeso, poco soluble, aun en el caso de muy altas concentraciones, no causa daños a la vegetación.

Algunos plaguicidas también contienen azufre y contribuyen con cantidades pequeñas a las necesidades de las plantas. En regiones industriales y cerca de la costa marítima, la precipitación atmosférica es una fuente de azufre que, incluso, puede suplir esas mismas necesidades.

RESUMEN

En este capítulo:

- a. Se resume la información sobre los contenidos de azufre total en suelos de regiones húmedas, donde con frecuencia domina el S orgánico de los suelos orgánicos, altos en S total.
- b. Se resalta la comúnmente alta concentración de S y su solubilidad variable en suelos de regiones áridas.
- c. Se discuten las variaciones en las relaciones C:N:S en la fracción orgánica y su influencia en la mineralización de este elemento.
- d. Se presentan los diferentes procesos que determinan el ciclo del S en la naturaleza, las reacciones redox que interfieren en él y los fenómenos de adsorción y desorción.
- e. Se informa sobre los abonos de N, P, K, como fuentes de S, un hecho a veces de mayor importancia de lo que se asume.

BIBLIOGRAFIA

1. ANDERSON, G. Sulfur in soil organic substances. In Gieseking, J.E., Eds. *Soil Components*, v.1, Organic Components. New York, Springer Verlag, 1975. pp. 333-341.
2. BARROW, N.J. Studies on extraction and on availability to plants of absorbed plus soluble sulfate. *Soil Science* 104 (4): 242-249. 1967.
3. BETTANY, J.R.; SAGGAR, S.; STEWART, J.W.B. Comparison of the amounts and forms of sulfur in soil organic matter fractions after 65 years of cultivation. *Soil Science Soc. Am. J.* 43 (5): 981-985. 1979.
4. _____; STEWART, J.W.B.; SAGGAR, S. The nature and forms of sulfur in organic matter fractions of soils selected along an environmental gradient. *Soil Science Soc. Am. J.* 43 (5): 981-985. 1979.
5. BLAIR, G. Sulfur in the tropics. Internl. Fertilizer Development Center Tech. Bull. T-12, Muscle Shoals, USA, 1979. 69 p.
6. BLASCO, L.M. Contenido y metabolismo del azufre en suelos volcánicos de Centroamérica. In 2º Panel sobre suelos volcánicos de América. Pasto, Colombia, IICA. Serie de Informes de Conferencias, Cursos y Reuniones no. 82: 107-123. 1972.
7. BORNEMISZA, E. Categorías de azufre de la Meseta Central. San José, Costa Rica, Ministerio de Agricultura e Industrias, Informe 59-1, 1959. 7 p.
8. _____; y LLANOS, R. Sulfate movement, adsorption and desorption in three Costa Rican soils. *Soil Science Soc. Am. Proc.* 31 (3): 356-360. 1967.
9. BURNS, G.R. Oxidation of sulphur in soils. Washington D.C., USA. The Sulphur Inst. Tech. Bull. no. 13, 1967. 41 p.
10. CHANG, M.L.; THOMAS, G.W. A suggested mechanism for sulfate adsorption by soils. *Soil Science Soc. Am. Proc.* 27 (3): 281-285. 1963.
11. CHAO, T.T.; HARWARD, M.E.; FANG, S.C. Movement of ³⁵S tagged sulfate through soil columns. *Soil Science Soc. Am. Proc.* 26 (1): 27-32. 1962.
12. _____; _____; _____. Soil constituents and properties in the adsorption of sulfate ions. *Soil Science* 94 (5): 276-283. 1962.
13. _____; _____; _____. Adsorption and desorption phenomena of sulfate ions in soils. *Soil Science Soc. Am. Proc.* 26 (3): 234-237. 1962.
14. COLEMAN, R. The importance of sulphur as a plant nutrient in world crop production. *Soil Science* 101: 230-239. 1966.
15. COUTO, W.; LATHWELL, D.J.; BOULDIN, D.R. Sulfate sorption by two Oxisols and an Alfisol of the tropics. *Soil Science* 127 (2): 108-116. 1979.
16. FOX, R.L. Responses to sulphur by crops growing in highly weathered soils. *Sulphur in Agriculture* 4: 16-22. 1980.
17. _____. Some highly weathered soils of Puerto Rico. III. Chemical Properties. *Geoderma* 27: 139-176. 1982.

18. FOX, R.L.; ASGHAR, M.; CABLE, W.J. Sulfate accretion in soils of the tropics. *In* Blair, G.J. and Till, A.R., Eds. Sulfur in S.E. Asian and S.Pacific Agriculture. Armidale, Australia, University of New England, 1983. pp. 39-53.
19. FRENEY, J.R. Sulfur-containing organics. *In* McLaren, A.D. y Peterson, G.H., Eds. Soil Biochemistry, v.1., New York, M. Decker Inc., 1967. pp. 229-259.
20. FRENEY, J.R.; STEVENSON, F.J. Organic sulfur transformations in soils. *Soil Science* 101 (4): 307-316. 1966.
21. HAQUE, I.; WALMSLEY, D. Sulphur investigation in some West Indian soils. *Trop. Agric. (Trinidad)* 51 (2): 253-263. 1974.
22. HARWARD, M.E.; CHAO, T.T.; FANG, S.C. The sulfur status and sulfur supplying power of Oregon soils. *Agronomy J.* 54: 101-106. 1962.
23. HESSE, P.R. Sulphur and nitrogen changes in forest soils in East Africa. *Plant and Soil* 9: 86-96. 1957.
24. JONES, M.B. Sulphur fertilization of Brazil's Campo Cerrado soils. *Sulphur Inst. J.* 3 (2): 2-4. 1967.
25. KAMPRATH, E.J.; TILL, A.R. Sulfur cycling in the tropics. *In* Blair, G.J. and Till, A.R., Eds. Sulfur in S.E. Asian and S. Pacific Agriculture. Armidale, Australia, Univ. of New England, 1983. pp. 1-14.
26. KANG, B.T.; OKORO, E.; ACQUAYE, D.; OSINAME, O.A. Sulfur status of some Nigerian soils from savanna and forest zones. *Soil Science* 132 (3): 220-227. 1981.
27. McLACHLAN, K.D., Ed. Sulphur in Australasian agriculture. Australia, Sydney Univ. Press, 1975. 261 p.
28. NEPTUNE, A.M.L.; TABATABAI, M.A.; HANNWAY, J.J. Sulfur fractions and carbon-nitrogen-phosphorus-sulfur relationships in some Brazilian and Iowa soils. *Soil Science Soc. Am. Proc.* 39 (1): 51-55. 1975.
29. PEARSON, R.W.; ABRUNA, F.; VICENTE-CHANDLER, J. Effect of lime and nitrogen applications on downward movement of calcium and magnesium in two humid tropical soils of Puerto Rico. *Soil Science* 93: 77-82. 1962.
30. PEREZ, A.; OELSLIGLE, D.D. Comparación de diferentes extractantes para azufre en suelos de Costa Rica. *Turrialba* 25 (3): 232-238. 1975.
31. PROBERT, M.E.; SAMOSIR, S.S. Sulfur in non-flooded tropical soils. *In* Blair, G.J. and Till, A.R., Eds. Sulfur in S.E. Asian and S. Pacific Agriculture. Armidale, Australia, Univ. of New England. 1983. pp. 15-27.
32. RAMIREZ, E.; OELSLIGLE, D.D. Retención de sulfatos en suelos de Costa Rica, *Turrialba* 28 (2): 129-134. 1978.
33. STEINHARDT, U.; FASSBENDER, H.W. Características y composición química de las lluvias de los Andes Occidentales de Venezuela. *Turrialba* 29: 175-182. 1979.
34. TABATABAI, M.A.; AL-KHAFAJI, A.A. Comparison of nitrogen and sulfur mineralization in soils. *Soil Science Soc. Am. J.* 44 (5): 1000-1006. 1980.

35. TERGAS, L.E. Importancia del azufre en la nutrición mineral de leguminosas forrajeras tropicales. *Turrialba* 27 (1): 63-69, 1977.
36. VENKATESWARLU, J. Availability distribution and transformation of sulphur in selected Indian soils with special reference to rice. Ph. D. Thesis, New Delhi, India. IARI, 1963.
37. WILLIAMS, C.H. The chemical nature of sulphur compounds in soils. In Mc Lachlan, K.D., Eds. *Sulphur in Australia*, 1975. pp. 21-30.

CAPITULO 10

POTASIO

CICLO GEOQUIMICO DEL POTASIO

El ciclo del potasio en el suelo representa sólo una parte del ciclo de este elemento en la naturaleza. La corteza terrestre contiene aproximadamente 2.5% de K (equivalente al 3.1% K_2O ; ver Cuadro 10.1). Así, el potasio se presenta en el octavo lugar de abundancia de elementos químicos en la corteza terrestre, después del Si, O, Fe, Ca, Mg y Na; estos ocho elementos juntos alcanzan valores del 98% del total químico de la corteza terrestre.

Cuadro 10.1. Contenido de K en rocas comunes.

Rocas	% K_2O	% K
Granitos	4.11	3.43
Sienitas	4.50	3.75
Gabro	0.89	0.74
Pizarras	3.24	2.70
Areniscas	1.32	1.10
Calizas	0.33	0.28

Los contenidos de K en las rocas difieren mucho entre ellas; por esta razón es que, a manera de ejemplo, en el Cuadro 10.1 se indican valores en promedio de porcentajes de K_2O y de K.

El contenido de K en los minerales que constituyen las rocas y, desde luego, los suelos, es igualmente muy variable. A modo de ejemplo se indican promedios y rangos del contenido de K_2O y K (Cuadro 10.2).

En función del material parental y de los procesos de meteorización, los valores de K en los suelos varían generalmente entre 0.04 y

3 por ciento. En casos excepcionales, como en los suelos salinos, el contenido de K puede llegar al ocho por ciento.

Las reservas de K en los suelos (pedosfera) y en la biosfera, son

Cuadro 10.2. Contenido de K en minerales comunes.

Mineral	K ₂ O %rango	K ₂ O %rango
Ortoclasa	10.20 (0-15)	8,50 (3,3-12.5)
Plagioclasa	1.10 (0-3)	0.90 (0.0-2.5)
Muscovita	9.40 (7-11)	7.80 (5.8-9.9)
Biotita	7.90 (6-10)	6.60 (5.0-8.4)
Piroxeno	0.25 (0-1)	0.21 (0.0-0.8)
Anfíbol	1.00 (0-1)	0.80 (0.0-0.8)

pequeñas en comparación con las existentes en la hidrosfera (contenido de K en agua de mar = 0.04 % de solutos disueltos) y en la litosfera.

En la época geológica paleozoica (Perm) se produjo una acumulación de sales y minerales de potasio específicas, formándose yacimientos que actualmente se explotan para cubrir las necesidades de este elemento. En mares salinos poco profundos debido a la evaporación del agua, las sales de K se aproximan al punto de saturación con cationes y aniones precipitando sales en un orden inverso de su solubilidad —sulfatos, carbonatos, cloruros y fluoruros—; en épocas geológicas posteriores, éstas forman brechas de sales que pueden ser explotadas.

Se conocen 30 minerales que se encuentran en los yacimientos de potasio. El contenido de K en las sales y en los minerales más importantes se muestra en el Cuadro 10.3.

La formación de yacimientos de potasio y su explotación son geográficamente específicos. Los productores europeos fueron quienes preconizaron y desarrollaron el empleo del potasio en numerosos países. En los últimos años ha aumentado, en forma progresiva, el uso de la potasa. En 1970, 1975 y 1980 se produjeron 20, 24 y 29 millones de toneladas de K₂O, respectivamente (Kilmer *et al.* (39)). La estimación de las reservas (económicamente explotables) y la de los recursos (reservas potenciales) es difícil, pues la misma proyección de estos yacimientos es complicada debido a la profundidad en que se encuentran las brechas (hasta de 5 km). En el Cuadro 10.4 se presentan las reservas de potasio y su distribución mundial. En América Latina se han encontrado yacimientos explotables en Brasil, Chile y Perú.

CONTENIDO Y FORMAS DEL POTASIO EN SUELOS TROPICALES

Contenido de K total en los suelos

La distribución del contenido total de potasio en los suelos a escala mundial sigue un esquema geomorfológico relacionado con la presencia

Cuadro 10.3. Menas principales de K y su contenido de este elemento.

Nombre	Fórmula	% K ₂ O	% K
Silvinita	KCl + NaCl	10-35	8-29
<i>Hartsalz</i> (sal dura)	KCl + NaCl + CaSO ₄ · H ₂ O	10-20	8-17
Carnalita	KCl · MgCl ₂ · 6H ₂ O + NaCl	10-16	8-14
Langbeinita	K ₂ SO ₄ · 2MgSO ₄ + NaCl	7-12	5-10
<i>Mischsalz</i> (sal mixta)	<i>Hartsalz</i> + Carnalita	8-20	6-17
Cainita (Kainita)	4KCl · 4MgSO ₄ · 11H ₂ O + NaCl	13-18	10-14
Nitro (caliche)	KNO ₃ + NaNO ₃ + Na ₂ SO ₄ + NaCl	0.6-1.9	0.5-15
Cloruros			
Silvina	KCl	63.2	52.4
Carnalita	KCl · MgCl ₂ · 6H ₂ O	16.9	14.1
Cainita	4KCl · 4MgSO ₄ · 11H ₂ O	19.3	16.0
Halita	NaCl	0	0
Sulfatos			
Polihalita	K ₂ SO ₄ · MgSO ₄ · 2CaSO ₄ · 2H ₂ O	15.6	13.0
Langbeinita	K ₂ SO ₄ · 2MgSO ₄	22.7	18.8
Leonita	K ₂ SO ₄ · MgSO ₄ · 4H ₂ O	25.7	21.3
Schoenita	K ₂ SO ₄ · MgSO ₄ · 6H ₂ O	23.4	19.4
Glasuita	3K ₂ SO ₄ · Na ₂ SO ₄	42.5	35.3
Singenita	K ₂ SO ₄ · CaSO ₄ · H ₂ O	26.7	23.8
Alunita	K ₂ Al ₆ (OH) ₁₂ (SO ₄) ₄	11.4	9.5
Quieserita (Kieserita)	MgSO ₄ · H ₂ O	0	0
Anhidrita	CaSO ₄	0	0
Nitratos			
Nitro	KNO ₃	46.5	38.6

y la meteorización de feldespatos y micas en los materiales parentales. Los suelos arenosos formados a partir de rocas pobres en feldespatos y micas, serán pobres en K; esta pobreza es extrema si las condiciones de meteorización son muy intensas, como sucede en numerosos Podsoles y Latosoles. Los suelos arcillosos formados a partir de rocas ricas en minerales feldespáticos y micáceos, resultan ricos en K, como sucede en muchos Vertisoles y Grumosoles.

Como en muchos otros elementos nutritivos, el contenido de K total en los suelos no da mayor información acerca de su disponibilidad y su dinámica; para conocer estos aspectos es necesario considerar las diferentes formas en que este elemento se presenta en el suelo y las relaciones entre las mismas.

En los suelos minerales, la mayor cantidad de potasio se encuentra asociada con silicatos en los feldespatos (ortosa u ortoclasa), en las micas (muscovita, leucita y biotita) y en los minerales arcillosos (illita,

Cuadro 10.4. Reservas y recursos de potasio del mundo (en millones de toneladas de K_2O). (Según Malavolta (48)).

Región y país	Minerales	% K_2O	Reservas	Recursos	Total
América del Norte					
Canadá	Silvinita y carnalita	5-32	10 000	64 000	74 000
EE.UU.	Silvinita	10-25			
	Langbeinita	7-12			
	Carnalita	?			
	Salmuera	0.5-3			
	Subtotal EE.UU.	—	200	5 800	6 000
Subtotal		—	10 200	69 800	80 000
Europa Oriental					
Alemania Oriental	Silvinita y carnalita	13-17	300	4 700	5 000
U.R.S.S.	Hartsalz	16			
	Silvinita	8-30			
	Cainita	10			
	Langbeinita	8-30			
	Carnalita	11-17			
	Subtotal U.R.S.S.			2 000	48 000
Polonia	Carnalita	8	8	—	8
Subtotal		—	2 308	52 708	55 008
Europa Occidental					
Francia	Silvinita	15-25	40	160	200
Alemania Federal	Silvinita	15-20			
	Hartsalz	9-15			
	Carnalita	9-15			
	Cainita	12-18			
	Subtotal Alemania Federal		—	200	3 400
Italia	Carnalita	11-13			
	Silvinita	18-19			
	Subtotal Italia	—	10	30	40
España	Silvinita	15-25			
	Carnalita	14			
	Subtotal España	—	30	170	200
Reino Unido	Silvinita	15-30			
	Folhelhos	11			
	Subtotal Reino Unido	—	50	250	300
Subtotal		—	330	4 010	4 340
Asia					
China, Rep. Popular	—	—	10	10	20
Israel y Jordania	Salmuera	0.7	240	960	1 200
Laos	—	—	20	30	50
Tailandia	—	—	60	9 940	10 000
Subtotal		—	330	10 940	11 000

Continuación del Cuadro 10.4.

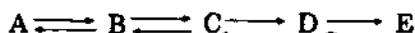
Región y país	Minerales	% K ₂ O	Reservas	Recursos	Total
Otros					
Australia	—	—	—	20	20
Brasil	Carnalita y silvinita	8-16	131	540	671
Chile	Nitratos	—	10	10	20
Congo, Rep. Popular	Silvinita	15-20			
	Carnalita	15			
	Subtotal Congo	—	10	190	200
Etiopía	Silvinita	20-30			
	Cainita	—			
	Subtotal Etiopía	—	—	22	22
Libia	Salmuera y sales	1-4	—	23	23
Marruecos	Silvinita	10-11	—	23	23
Perú	Salmuera	2	—	10	10
Subtotal	—	—	151	838	989
Total mundial	—	—	13 319	138 296	151 615

vermiculita y glauconita). Como ya se indicó, el contenido de K en estos minerales es bastante alto; la ortosa u ortoclasa contiene entre siete y 12%, las muscovitas entre siete y 9%, la biotita entre cinco y 7% y la leucita llega a contener 16% de K. Otros minerales primarios, como la plagioclasa, anfíboles y piroxenos, sólo alcanzan hasta uno por ciento de K. Los minerales arcillosos, especialmente los trilaminares, presentan K adsorbido en su superficie; la illita muestra una selectividad específica en la adsorción y fijación de K (como más adelante se verá en detalle), lo que da por resultado un alto contenido de este elemento en ella.

Existen algunos estudios sobre el contenido de K total en suelos de América Latina, lo que está parcialmente considerado en los Cuadros 10.5 y 10.6. En estos estudios se ha dado mayor importancia a las fracciones o formas de K, como se verá más adelante.

Formas de potasio en los suelos

De la Figura 10.1 se desprende que en los suelos se pueden distinguir varias formas de K, cuya interpretación es muy importante. El K que contiene la solución del suelo, donde se produce la absorción por la planta, es una fracción muy pequeña del K total; generalmente varía entre 0.1 y 100 mgK·l⁻¹. En el suelo, el potasio se encuentra en diferentes fracciones, las cuales presentan un equilibrio químico, con distintas velocidades de reacción, representado en la ecuación:



Cuadro 10.5. Contenido y formas de K en algunos suelos de Panamá. (Según Martini (49)).

	Estructura (total)		Cambiable		No Cambiable		
	kg/ha	%	kg/ha	cmol·kg ⁻¹	% Total	(disponible) kg/ha	(no disponible) kg/ha
Panamá (Martini)							
Latosol rojo	2 040	0.10	160	0.20	7.9	40	470
Aluvial joven	6 230	0.31	200	0.25	3.2	50	850
Aluvial joven	8 550	0.42	440	0.56	4.9	120	1 650
Gris sabana	4 310	0.21	50	0.06	1.2	20	150
Volcánico reciente	17 810	0.89	280	0.35	1.6	120	930
Volcánico reciente	17 060	0.80	600	0.76	3.5	70	940

Cuadro 10.6. Valores promedio de las diferentes formas de potasio en algunas zonas cálidas secas de Colombia, según su respuesta a la fertilización potásica. (Según Frye (29)).

Formas de potasio	Regiones	Suelos no respondieron			Suelos sí respondieron		
		No.	Promedio	Rango (1)	No.	Promedio	Rango (2)
		cmol·K·kg ⁻¹			cmol·K·kg ⁻¹		
Total	Alto Magdalena	14	26.5	11.3-41.7	6	8.9	3.6-14.2
Difícil más fácilmente intercambiable	Alto Magdalena	14	1.50	0.24-2.75	8	0.34	0.14-0.54
(HNO ₃ 1N)	Valle D. Cauca	12	1.10	0.65-1.45	38	0.40	0.23-0.57
Fácilmente intercambiable	Alto Magdalena	14	0.40	0.19-0.65	6	0.18	0.12-0.24
(NH ₄ O Ac 1 N)	Valle D. Cauca	14	0.59	0.32-0.86	41	0.20	0.08-0.32
	Litoral Atlántico	33	0.68	0.45-0.90	9	0.35	0.22-0.47
Difícilmente intercambiable	Alto Magdalena	14	1.12	0-2.32	6	0.16	0-0.36
(HNO ₃ 1N-NH ₄ OAc 1N)	Valle D. Cauca	12	0.44	0.29-0.59	38	0.19	0.11-0.27
% Saturación	Alto Magdalena	14	5.0	2.2-7.9	6	2.5	1.1-3.9
Relación	Alto Magdalena	14	35.7	11.3-60.2	6	78.0	58.3- 97.8
<u>Ca + Mg</u>	Valle D. Cauca	12	47.3	25.5-69.1	37	152.0	48.7-256.3
K	Litoral Atlántico	32	24.3	13.4-35.2	9	32.6	20.0- 45.2

en la cual:

A es el K estructural, nativo, contenido en los minerales primarios (ejemplo: feldspatos potásicos, micas).

- B** es el K en los minerales secundarios (ejemplo: illitas, micas hidratadas, minerales medios de transición, vermiculita, montmorillonita, clorita, y otras).
- C** es el K adsorbido, quelatado o acomplejado (en parte en la materia orgánica).
- D** es el K intercambiable en las superficies electrostáticas de las arcillas, materia orgánica y sesquióxidos.
- E** es el K en la solución del suelo.

Cada una de las diferentes formas o fracciones constituyen una reserva potásica, actúan como un *stock* separado, definido y cuantificable, susceptible de transformaciones de una forma a otra continuamente según los factores que afecten el equilibrio. Los procesos e interacciones que determinan los fenómenos de cambio, son múltiples y complicados.

La determinación del K en el suelo se realiza, por lo general, en un extracto acuoso: una muestra de suelo se equilibra con agua; se centrifuga, y en la solución equilibrada se determina el K (ver en el Capítulo Cuarto el acápite sobre formulación matemática del intercambio catiónico).

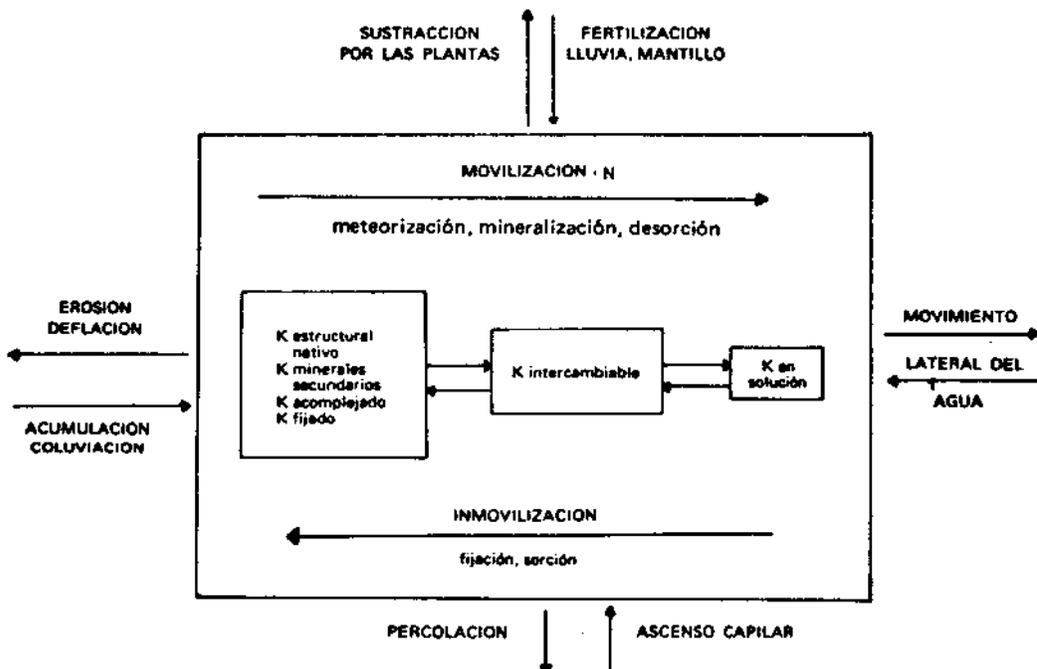


Fig. 10.1. Esquema de las fracciones de K, procesos de liberación, retención, ganancias y pérdidas en un suelo. (Adaptado de Schroeder, ver Mejía (53)).

En un estudio sobre la composición química de la solución equilibrada en 94 suelos de América Central (23), se encontró que el ámbito correspondiente a la concentración de K oscila entre 0.05 y 52.0 mg $K \cdot l^{-1}$; sin embargo, tal como se aprecia en la Figura 10.2, la mayor parte de los suelos estudiados presentó una concentración de K entre ocho y 16 mg l^{-1} (equivalente a 0.2 y $0.4 \cdot 10^{-3}$ mol l^{-1}). También es importante considerar la participación del K^+ dentro de los cationes del suelo en su solución equilibrada. En la Figura 10.3 se observa que en el 52% de los suelos estudiados, el K^+ contribuye con el 10 y 30% de la suma de cationes de la solución del suelo. En muy pocos casos el K^+ sobrepasa una contribución del 40% de la suma de los cationes en la solución del suelo. La mayor proporción de la solución catiónica corresponde al Ca^{2+} y al Mg^{2+} , como se verá más adelante. Las concentraciones en suelos de áreas tropicales son relativamente bajas, comparadas con los valores extremos (7.2 a 391 mg Kl^{-1}) encontrados por Fried y Shapiro (28) para suelos en áreas de clima templado.

El K intercambiable se encuentra adsorbido al complejo coloidal del suelo (arcillas, materia orgánica e hidróxidos). La determinación del K cambiabile se realiza, como se indicó en el Capítulo Cuarto en la parte sobre intercambio catiónico, reemplazándolo con $BaCl_2$ -TEA o NH_4 -acetato o NH_4Cl , de acuerdo con los métodos de Peech, Mehlich y Ulrich (78). El K así determinado incluye al K soluble en agua, el que, para una mayor exactitud debe restarse de los datos. Dentro del K intercambiable, muchos autores diferencian distintas subfracciones, de acuerdo con su extractibilidad: intercambiable fácilmente disponible (extraída con NH_4AcO 1N), o subfracción más fácilmente intercambiable (extraída con HNO_3 1N).

Con base en las digestiones sucesivas del suelo con HNO_3 , se extrae una fracción denominada potasio no cambiabile, diferenciándose, dentro de la misma, el K de las primeras digestiones: uno como escalonado disponible para la planta a largo plazo y, otro, como no disponible o de tasa constante de liberación. Es posible que en esta determinación, además del K localizado en láminas estructurales de las arcillas, se extraigan diversas cantidades de K estructural. En los estudios de Martini (49), en Panamá, se demostró que los suelos volcánicos tienen cantidades totales (y de las diferentes formas de K) más elevadas que los suelos lateríticos y aluviales, debido a la edad del material parental de los suelos. El K cambiabile es una fracción muy pequeña del K total, variando entre 1.2 y 7.9 por ciento.

Los resultados de Frye (29), obtenidos sobre el K total, sobre el intercambiable, sobre el porcentaje de K en el complejo de intercambio y sobre la relación $Ca^+ Mg/K$ como parámetros de caracterización del K en suelos de Colombia, se han agrupado en el Cuadro 10.6, de acuerdo con la respuesta a la fertilización potásica.

Los suelos que presentan valores de K cambiabile, menores que 0.3 cmol kg^{-1} , generalmente responden a la fertilización potásica; ellos presentan, frecuentemente, una participación menor del 2.5% de K en el complejo de intercambio.

De acuerdo con el Cuadro 10.7, el material parental de los suelos y la fracción de arcillas son muy determinantes en el contenido y for-

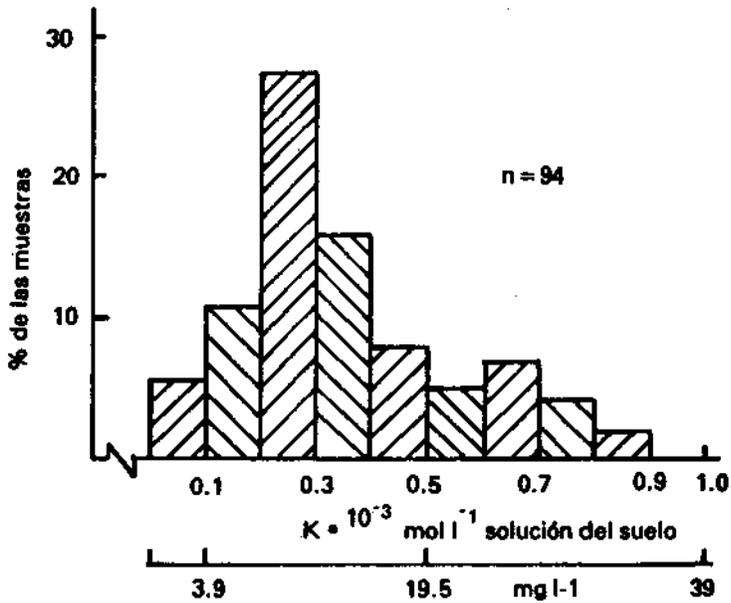


Fig. 10.2. Distribución de algunos suelos de América Central, según las concentraciones de K en la solución del suelo. (Según Fassbender (23)).

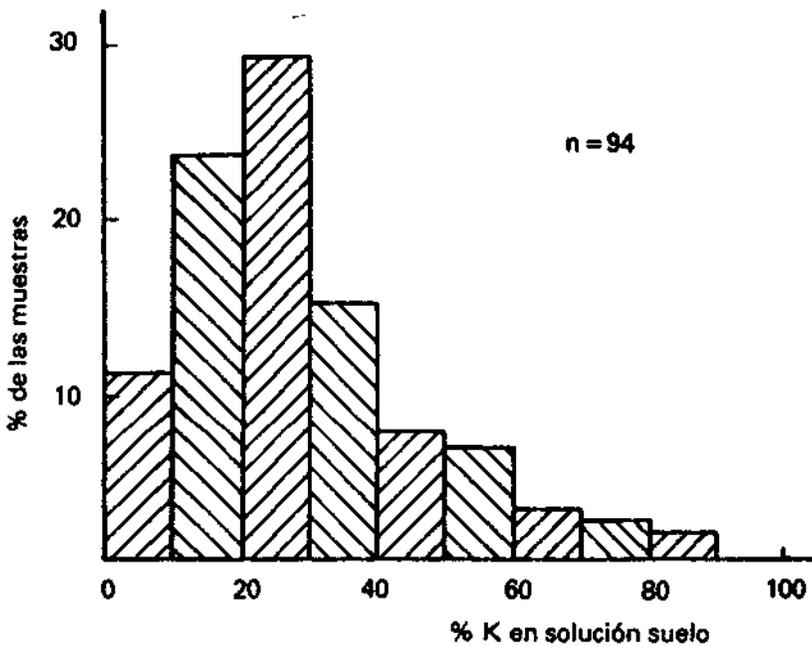


Fig. 10.3. Participación porcentual de K en la solución del suelo, en suelos de América Central (Fassbender (23)).

Cuadro 10.7. Valores de diferentes fracciones de potasio en suelos del Brasil. (Según Mielniczuk (55, 56)).

Clasificación*	No. de suelos	K-cambiable (KX)	K		K total		Mineral de arcilla dominante**	Material de origen
			No cambiable					
			HNO ₃	IN	Abn.	Suelo		
Ortoz	5	0.19	0.18	1.00	6.52	1.10	C	Basalto
Uldot	2	0.87	0.74	1.18	15.60	1.40	M	Basalto
Aquult	1	0.41	0.10	1.09	30.69	1.95	M	Sedimentos
LVE, LVA	2	0.11	0.07	0.05	3.13	0.15	C	Detritos Lateríticos
LRD (S. Angelo)	1	0.23	0.12	0.05	4.17	0.22	C	Basalto
LVEd (C. Alta e P. Fundo)	2	0.15	0.11	0.05	4.11	0.13	C	Basalto/ arenit.
LBAd (São Jerônimo)	1	0.35	0.20	0.08	8.67	0.34	C	Granito
LVEd (P. Fundo III)	1	0.65	0.18	0.10	5.68	0.60	C	Basalto
SLe (Charrúa)	1	0.75	0.24	0.08	5.98	0.71	M	Basalto
B-Textura eutrof.	10	0.98	6.25	2.72	—	—	—	—
B-Textura eutrof.	10	0.34	0.61	0.61	—	—	—	—

(*) LVE = Latosol Vermelho Escuro;
LVA = Latosol Vermelho Amarelo;
PVA = Podzol Vermelho Amarelo;
SLe = Solo Litólico eutrófico.

(**) 2/C = Caolinita;
M = Montmorillonita;
G = Gibbaita.

mas de K en los suelos de Brasil. El K cambiabile de los suelos estudiados oscila entre 0.11 y 0.98 cmol.kg⁻¹ de suelo. No hay duda que la vegetación y el tipo de uso del suelo influyen notablemente sobre el contenido de K cambiabile y en la solución del suelo.

De acuerdo con los grupos de suelos en América Central, Fassbender (23) encontró los siguientes valores característicos para potasio cambiabile promedio \bar{x} y desviación estándar (s):

	n	cmol.kg ⁻¹ suelo	
		\bar{x}	s
Andosoles	38	0.71	0.11
Fluvisoles	33	1.34	0.21
Litosoles	9	0.60	0.13
Cambisoles	7	1.30	0.51
Brunizem	7	0.33	0.12

Al evaluar un total de 125 análisis de K cambiabile en suelos derivados de cenizas volcánicas de Colombia, Luna y Suárez (46) encontraron los valores agrupados en el Cuadro 10.8. El rango absoluto en suelos superficiales es de 0.01 a 1.80 cmol.kg⁻¹ suelo. Los valores en promedio presentan una distribución regional muy marcada, indicando que la composición química de las cenizas volcánicas es muy variable.

Caracterización físicoquímica de las formas de K

La evaluación adecuada de las formas de potasio también se obtiene con criterios de físicoquímica. La ecuación de equilibrio entre el K en la solución del suelo y el complejo de cambio, será tal como se presenta en el Capítulo Cuarto en la sección sobre intercambio catiónico:

$$\frac{(K_i)}{(Ca_i)} = K_g \frac{(K)_e}{(Ca)_e}$$

donde (K_i) y (Ca_i) representan las actividades iónicas del K y calcio adsorbidos en el complejo de cambio (por dificultad de medición se acostumbra expresarias en cmol.kg^{-1} suelo); $(K)_e$ y $(Ca)_e$ son las actividades iónicas en la solución equilibrio del suelo, y K_g es la constante de proporcionalidad de Gapon. Los resultados sobre estos estudios ya

Cuadro 10.8. Contenido máximo, mínimo y promedio de K en algunos suelos derivados de cenizas volcánicas en Colombia (Según Luna y Suárez (46)). (Resultados en cmol.kg^{-1} suelo).

Departamentos	No. perfiles	0-20 cm			20-100 cm		
		Maximo	Mínimo	Promedio	Máximo	Mínimo	Promedio
Nariño	22	0.80	0.10	0.38	0.80	0.07	0.20
Cauca	16	0.50	0.01	0.20	0.40	0.01	0.20
Valle	37	1.80	0.04	0.22	1.50	0.04	0.19
Huila	10	0.50	0.01	0.20	0.40	0.04	0.14
Tolima	10	0.90	0.10	0.38	0.40	0.01	0.14
Caldas	5	0.83	0.12	0.35	0.76	0.10	0.33
Antioquia	10	1.00	0.04	0.16	0.13	0.02	0.08
Cundinamarca							
Sabana de Bogotá	15	1.60	0.04	0.81	1.10	0.04	0.49

fueron ampliamente discutidos. La curva (K_g) de relación entre el valor de intensidad del potasio en la solución del suelo

$$\frac{(K)}{\sqrt{Ca}}$$

y el valor de capacidad del potasio en el complejo de intercambio, cambia gradualmente de forma, indicando la progresión del proceso de intercambio. El fraccionamiento matemático en tres rectas de la curva de un suelo illítico, permite diferenciar tres formas de potasio: el K adsorbido en la superficie externa del mineral arcilloso (planar, de acuerdo con Bolt, Sumner y Kamphorst (13); Beckett (8, 9, 10); Ehlers,

Meyes y Ulrich (19); el adsorbido en los bordes (*edges*) del mineral arcilloso, y el localizado entre paquetes laminares (*interlattice*) (Figura 10.4).

De la Figura 10.4 se desprende que la extrapolación de la porción lineal de la curva en $ARK = 0$ (el punto donde ni se gana, ni se pierde K), es un indicador del potasio retenido en las superficies planares (ΔK_0) y del potasio retenido en bordes de paquetes arcillosos.

La Capacidad Potencial tampón del potasio (PBCK) se calcula como la relación

$$\frac{-\Delta K_0}{ARK}$$

y es una medida de la capacidad del suelo para mantener un potencial de potasio constante en la solución del suelo y evitar el agotamiento del potasio. La curva inferior así obtenida tiene una porción superior rectilínea y una inferior curvilínea. Cuanto más pendiente es la línea recta, mayor será la capacidad potencial *buffer* de los suelos. La porción curvilínea está relacionada con los sitios selectivos del potasio en el suelo: cuanto más curva, mayor selectividad.

En un trabajo reciente de Benavides (11) se han caracterizado las curvas Q/I del potasio en los suelos de la sabana de Bogotá y en los de

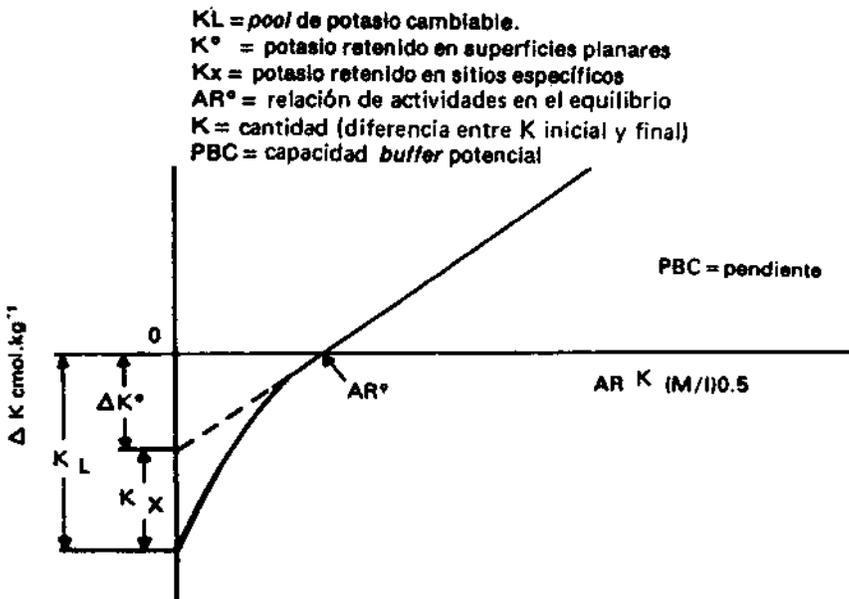


Fig. 10.4. Curva característica Q/I de potasio. (Adaptado de diferentes autores, ver Benavides (11)).

la Amazonia colombiana. Los resultados son presentados en forma parcial en la Figura 10.5. La capacidad potencial *buffer* del medio Tibaitatá sobrepasa la de los otros suelos; los valores del K cambiante son más altos en el suelo Cota. Los detalles de los valores obtenidos para las curvas de Q/I se presentan en el Cuadro 10.9.

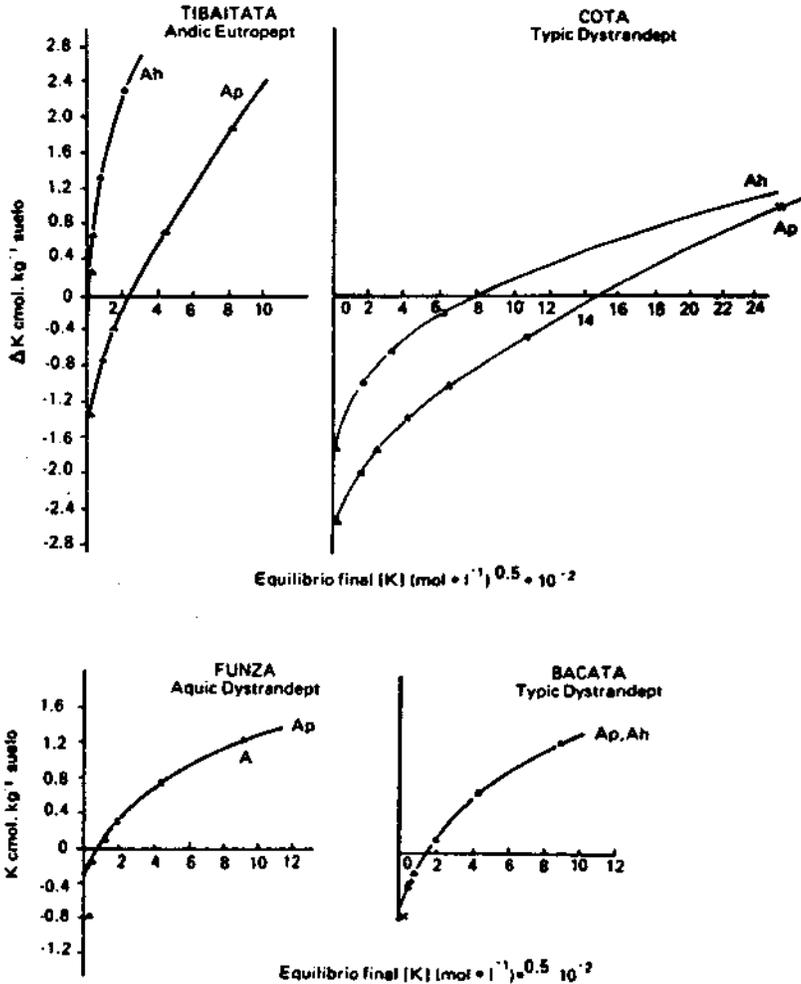


Fig. 10.5. Relación Q/I del potasio de algunos suelos de la sabana de Bogotá, Colombia. (Según Benavides (11)).

Interpretación de las relaciones suelo-planta

El crecimiento de las plantas exige el paso continuo de iones desde el sistema suelo hasta las raíces de las plantas. Los iones de la fase sólida, ya sea de las partículas cristalizadas o a partir de los coloides, pasan a la solución del suelo, donde se ponen en contacto con la superficie radical, penetran en el espacio libre en el que la planta puede

absorberlos y transportarlos a los tejidos donde se necesitan. Desde el punto de vista de la descripción de la disponibilidad de nutrimentos y las relaciones suelo-planta, interesan por lo menos dos parámetros: el de la actividad iónica de los diferentes elementos presentes en la solución del suelo, en un momento dado, (parámetro de intensidad); el segundo parámetro de la reserva total de un elemento, la que está ligada a la fase sólida del suelo y a su capacidad de reponer los iones en la solución del suelo cuando son extraídos por las plantas o eluviados (parámetro de capacidad). Para la derivación de estos parámetros, se consideran en detalle los conocimientos obtenidos en los últimos años, sobre el complejo de intercambio catiónico y los cationes cambiables que lo rodean, los cuales presentan un estado balanceado con los cationes existentes en la solución equilibrada del suelo (ver Capítulo Cuarto: intercambio catiónico y aniónico).

Tanto en los suelos en áreas con clima templado como los de clima tropical, gracias al uso de diferentes plantas indicadoras, se han obtenido buenas correlaciones entre los potenciales químicos catiónicos y su absorción. En suelos de Nigeria, Tinker (77) encontró que la cosecha de palma africana fertilizada con potasio es proporcional con el valor $pK-[0.5(pCa + pMg) + 0.33 pAl]$. Acquaye, McLean y Rice (1) encontraron, en suelos de Ghana, una correlación significativa ($r = 0.60$) entre el valor $pK-0.5 p(Ca + Mg)$ y la absorción de K por las plantas indicadoras. Le Roux y Sumner (44) publicaron valores de coeficientes de correlación (de 0.78) entre la cosecha de mijo japonés (*Setaria* sp.) y el valor $pK-0.5 p(Ca + Mg)$ en suelos de Suráfrica. Los resultados obtenidos por Barrow *et al.* (5, 6, 7) en suelos australianos, utilizando trébol subterráneo (*Trifolium subterraneum*), hasta cierto punto son contradictorios. Se encontró que el valor $pK-0.5 p(Ca + Mg)$ presenta buenas correlaciones con una primera cosecha ${}^2K_0 = 0.676$, ${}^2K_{100} = 0.748$. Los valores del potencial potasio-calcio-magnesio; en cambio no fueron estadísticamente significativos para la segunda cosecha. Asimismo no se encontró una correlación significativa con la absorción de K por las plantas.

Fassbender y Laroche (20) establecieron correlaciones entre diferentes potenciales químicos de cationes en muestras de suelos, tomadas antes y después del período vegetativo en plantas de tomate (*Lycopersicon esculentum*) y la absorción de K, Ca y Mg por las mismas. En los resultados se puede observar que las muestras de suelo tomadas antes de la siembra presentan mejores correlaciones que las tomadas después, y que ellas son altamente significativas.

En un estudio de Fassbender (23), realizado en suelos de América Central, se encontraron las relaciones presentadas en las Figuras 10.6 y 10.7, en ellas se vinculan la absorción de potasio y el parámetro de intensidad ($pK-0.5 pCa$) y el de capacidad (representado por el K cambiante). El coeficiente de asociación ($pK-0.5 pCa$) es más bajo que con el K cambiante, lo cual indica que los procesos de absorción y percolación de K son bastante rápidos y que se produce un cambio continuo en la actividad iónica del K en la solución del suelo; esto exige una reposición continua a partir de las reservas disponibles del

Cuadro 10.9. Propiedades derivadas de las curvas de Q/I del potasio en suelos de la sabana de Bogotá. (Según Benavides (11)).

Perfil	Horizonte	ARk (M/l) ^{0.5}	-ΔK ⁰ me/100 g	PBC ^k me/100 g/ (M/l) ^{0.5}
Tibaitatá	Ap	0.024	1.00	42
	Ah	0.0004	0.10	250
Cota	Ap	0.155	2.00	17
	Ah	0.080	0.60	7
Funza	Ap	0.007	0.20	30
	Ah	0.018	0.53	29
Bacatá	Ap	0.018	0.53	29
	Ah	0.018	0.53	29

suelo, de lo que resulta una mejor asociación con el parámetro de capacidad.

Actualmente se hace hincapié en la determinación de los parámetros de intensidad y capacidad, en forma conjunta, para establecer sus relaciones, y, al mismo tiempo, para asociarlos con el desarrollo de las plantas. Barrow (6) encontró un coeficiente de correlación 0.542 al asociar $\Delta Q/\Delta I$ con la absorción total de K en varias cosechas de trébol subterráneo (*Trifolium subterraneum*). Una correlación múltiple, considerando los valores pK-0.5 p(Ca + Mg) y $\Delta Q/\Delta I$, dio un resultado mucho más alto ($r = 0.943$). Esto indica que la consideración de ambos parámetros combinados permite una mejor descripción del sistema suelo-planta.

Por su parte, Acquaye, Mc Lean y Rice (1) encontraron, en suelos de Ghana, una correlación entre la capacidad tampón del potencial potásico (*Potential buffering capacity* PCB, K) y la absorción de K por las plantas ($r = 0.77$), la que es más o menos similar a la que se obtuvo al considerar sólo el potencial químico ($r = 0.79$). La consideración de ambos factores en correlaciones múltiples permitiría una mejor predicción de la absorción de K.

Mielniczuk (55) ha estudiado los cambios de las relaciones Q/I del potasio, en función de la extracción del mismo por las plantas, en varios suelos de Brasil. En la Figura 10.8 se observa que después de la extracción de $0.71 \text{ cmol K.kg}^{-1}$ suelo, las reservas de K estaban bastante agotadas, ya que la capacidad *buffer* de K en los suelos era relativamente pequeña. Estos autores indican que estos valores permiten una interpretación efectiva de la disponibilidad de elementos catiónicos en los suelos.

OTROS PROCESOS DINAMICOS DEL POTASIO EN EL SUELO

Ciclo del potasio en el suelo

La dinámica del potasio, así como la de otros elementos nutritivos alcalinos y alcalino-térreos, presenta una naturaleza completamente diferente a la de los elementos nutritivos aniónicos. La distinción im-

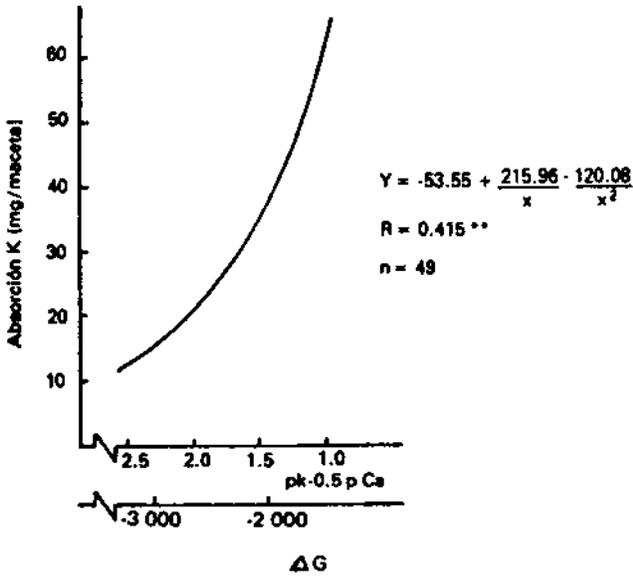


Fig. 10.6. Correlación entre pK-0.5 pCa y la absorción de K por las plantas. (Según Faasbender (23)).

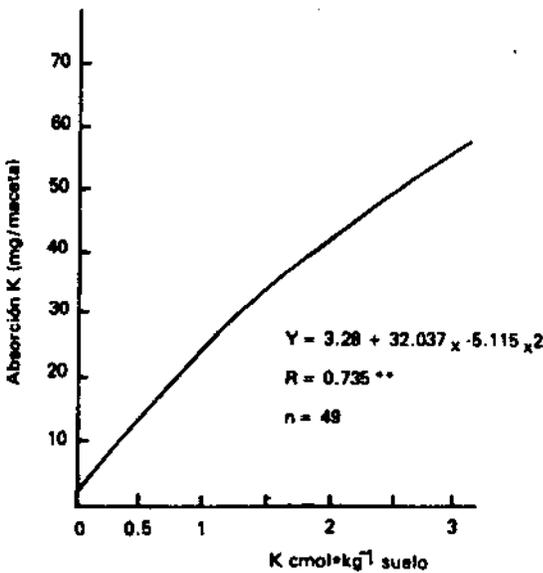


Fig. 10.7. Correlación entre el K cambiabile y la absorción de K por las plantas. (Según Faasbender (23)).

portante radica en su comportamiento con respecto de la materia orgánica o humus; como los cationes no son componentes de la materia orgánica, los procesos que envuelven su dinámica son menos complicados y su número más reducido. Los distintos procesos dinámicos y los equilibrios químicos entre las diferentes formas de K en el suelo, están representados en la Figura 10.1.

El potasio en la solución del suelo es directamente disponible por la planta, y en condiciones específicas puede ser percolado, lo que, a veces, genera una pérdida de K en el suelo; esta última puede variar entre cinco y 250 kg.K.ha⁻¹.a⁻¹, según sean las condiciones de contenido de K, de la intensidad de precipitación pluvial y de la cobertura vegetal.

Al disolverse los fertilizantes potásicos aplicados (KCl, K₂SO₄ u otros) en el suelo, el K liberado pasa a formar parte de la solución del suelo. Por lo general, la velocidad de disolución es rápida; la influyen,

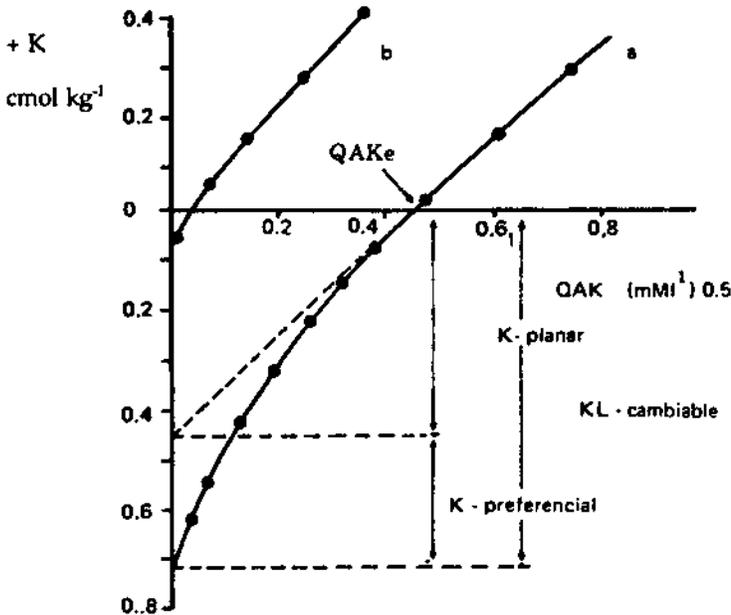


Fig. 10.8. Curva Q/I de potasio en un suelo de Rfo Grande del Sur, Brasil, antes (a) y después del cultivo sucesivo (b), extrayendo 0.7 cmol K.kg⁻¹. (Según Mielniczuk (55)).

especialmente, el tamaño de las partículas del fertilizante (la granulación la retarda sensiblemente), el pH del suelo, su relación y composición química.

El K intercambiable que se encuentra adsorbido al complejo coloidal (arcillas, materia orgánica e hidróxidos) está en equilibrio con el

K de la solución del suelo. Cuando las plantas absorben el K, o al ser éste lavado, su reposición en la solución del suelo se produce a partir del K cambiante; por ello es que esta fracción es tan importante en la nutrición vegetal, ya que representa una reserva *pool* en la que se almacena el K, el que poco a poco se pone a disposición de la planta. Al mismo tiempo, este K se protege del lavado a través de la adsorción.

La interpretación de la dinámica del potasio en el suelo implica consideraciones sobre equilibrios de flujo desarrollados en la termodinámica, tomando en cuenta que las diferentes formas no son estables y definidas, sino que continuamente sufren cambios graduales en sus magnitudes. El K absorbido por la planta debe ser repuesto, paulatinamente, a partir del K cambiante; a medida que se agota el K intercambiable, será necesaria la reposición a partir del K no cambiante pero disponible. Los fenómenos de percolación también causan pérdidas de K en el suelo, las que se deben corregir gradualmente. La aplicación de fertilizantes y su disolución, rápida o lenta, interfieren nuevamente en el equilibrio del K al establecerse en el suelo; parte del K aplicado pasa, entonces, a formas cambiantes o fijadas.

En los últimos años, las evaluaciones sobre la dinámica del K, Ca y Mg de este tipo han sido objeto de estudios intensos; hace aproximadamente diez años aparecieron las primeras publicaciones sobre su consideración físicoquímica. Actualmente hay bastante material escrito pero, a pesar de ello, aún faltan muchos estudios para aclarar completamente la dinámica de estos elementos.

Fijación de potasio

La fijación del K, o sea la acumulación de este elemento en el espacio interlaminar de las arcillas, es un fenómeno de gran importancia dentro de su dinámica. Este proceso ocurre debido a características específicas de los minerales arcillosos del grupo 2:1, como las illitas, montmorillonitas y vermiculitas, y en virtud de características específicas de los iones K^+ y NH_4^+ (ver en el Capítulo Cuarto la sección sobre intercambio catiónico). El espacio interlaminar de las illitas de 3.5 Å, sólo permite la acumulación de iones K (diámetro 2.68 Å) y NH_4^+ (diámetro 2.86 Å). Para que se produzca este fenómeno, es necesario que se deshidrate el ión potasio y se introduzca en el espacio interlaminar, saturando las cargas electroestáticas. El K fijado llena el espacio y se establece una configuración química estable con el resto del mineral. La densidad de las cargas también es importante para que se produzca la fijación: las electropositivas en cantidades equivalentes a 200 $cmol.kg^{-1}$ de arcillas o humus, la facilitan, mientras que las de 110 $cmol.kg^{-1}$, sólo permiten una pequeña fijación.

El K^+ y el NH_4^+ fijados son accesibles a la planta solamente cuando faltan otras formas disponibles de K (cambiante) del suelo.

La determinación de la capacidad de fijación se realiza en seco o en húmedo. Para la determinación en húmedo, se agita una cantidad del suelo con una solución potásica (generalmente 100 mg K.100 g de suelo) y se determinan el K cambiante y el K soluble en H_2O , y por diferencia se establece el K fijado. Para la determinación en seco, el suelo con la solución potásica es llevado lentamente a una sequedad de

80° C. Los valores de fijación de K en seco son generalmente dos y tres veces mayores que los de fijación húmeda. En el Cuadro 10.10 se presentan los resultados de algunos experimentos sobre fijación de K en suelos de Trinidad, determinados en húmedo. La capacidad de fijación varía entre uno y 26 %, siendo relativamente alta; los autores de esa investigación (Moss y Coulter (57)) explican esta situación como que es causada por el contenido de alofán en esos suelos. Schuffelen y Van der Marel (70), así como Rama Moorthy *et al.* (62), han encontrado, en otros suelos tropicales, valores similares de fijación de K.

Al ofrecer 1 000 kg·ha⁻¹ a un suelo de Colombia, Chaves (17) encontró una fijación del 6 %. Esta pequeña fijación se debe a un gran contenido de caolinita en el suelo estudiado. Acquaye, MacLean y Rice (1), trabajando con suelos de Ghana, encontraron que los suelos lateríticos presentaron los menores valores de fijación de K aplicado, entre 0.22 y 0.34 cmol.kg⁻¹ de suelo.

Tincknell y López (76), investigando en suelos de Venezuela, establecieron que los lateríticos fijaron un porcentaje menor del K aplicado, en relación con los aluviales; Ahmad, en suelos de Guyana, constató que la fijación fue menor en los suelos aluviales más viejos y más lixiviados. En un suelo aluvial de Costa Rica, Bornemisza (14) encontró que la fijación de K, causada por secamiento de la muestra, fluctuó entre 29 y 82 kg·ha⁻¹ de potasio en el suelo.

Pérdidas por escorrentía y percolación

En la Figura 10.1 sobre el ciclo de K en los suelos, se indica la posibilidad de pérdidas de K, por la percolación del agua a través del suelo y/o el arrastre de las partículas superficiales del suelo, como consecuencia de la erosión eólica y/o hídrica. Estos procesos son de gran importancia para el balance de los elementos nutritivos, especialmente de las bases K, Ca y Mg.

Los estudios de Suárez de Castro y Rodríguez Grandas (73) —realizados en suelos derivados de cenizas volcánicas, bajo explotación agrícola, especialmente de café— certifican en Chinchiná, Colombia (2 775 mm lluvia) la importancia de las pérdidas de elementos nutritivos. Las pérdidas registradas a un metro de profundidad en los lisímetros monolíticos, con un promedio de varios años, alcanzaron cocientes de 235, 983 y 268 kg·ha⁻¹·a⁻¹, en suelos desnudos, para K, Ca y Mg, respectivamente. Con la cobertura del suelo, usando restos vegetales (hojas de *Inga spp.*), las pérdidas disminuyeron en promedio, a 191, 760 y 212 kg; un cultivo con añil rastrero (*Indigofera indica*) las redujo a 101, 714 y 178 kg·ha⁻¹·a⁻¹, respectivamente (ver Cuadro 10.11).

La escorrentía y la erosión, en los suelos estudiados, produjeron pérdidas menores de elementos nutritivos, pero considerables, disminuyendo de acuerdo con el grado de cobertura del suelo y las prácticas de control de la erosión (ver Cuadro 10.12). Las menores tasas de pérdida de K, Ca y Mg se verificaron en un cultivo joven de café en terrazas y con cobertura del suelo (1.6, 4.4 y 3.2 kg·ha⁻¹·a⁻¹). Las prácticas de control de la erosión, necesarias para contrarrestar las pérdidas de bases del suelo, fueron ampliamente discutidas por Suárez de Castro (72) en un estudio que corresponde más al manejo y conser-

Cuadro 10.10. Capacidad de fijación del K en algunos suelos de Trinidad. (Según Moss y Coulter (57)).

Suelos	Porcentaje de fijación de K
Jóvenes	
Fenninston	17
Ruthland Vale	15
Unión	21
Camden Park	12
Alofánicos	
Queensbury	26
Castledon	1
Fort Thomas	6
Belle Isle	17
Latosólicos	
Scotland	5
Caledon	21
Stock farm	1
Vieny Fort	18
La Sageese	3

vacación de los suelos que a la química.

Los materiales erosionados se redepositan en los suelos de regiones bajas y, en parte, se pierden en los materiales suspendidos en el agua de los ríos. El agua gravitacional se infiltra en la corteza terrestre, formando ríos y fuentes subterráneas; al encontrar sedimentos endurecidos, aflora, llegando a constituir una parte importante del agua de los ríos. La importancia de la pérdida de elementos nutritivos, debido al agua de escorrentía y gravitacional, puede comprenderse al observar los datos disponibles sobre el río Amazonas. La cuenca del Amazonas abarca cerca de 7.10^6 km² en varios países de América del Sur y presenta una descarga anual promedio de $218\,000$ m³ · segundo⁻¹. Un estudio de Gibbs (31) sobre los diferentes afluentes y el río Amazonas como tal, registró por un lado valores de materiales de suspensión entre dos y 120 mg · l⁻¹ y un promedio de 75 mg · l⁻¹ en el Amazonas, al tiempo que las pérdidas totales de materiales suspendidos se calcularon en 5.10^6 t por año; por otro lado, los materiales disueltos alcanzaron valores entre 25 y 45 mg · l⁻¹ con un promedio de 36 mg · l⁻¹, lo que implica una pérdida de $2\,479\,000$ t · a⁻¹. Estas pérdidas son irreparables.

CICLO DEL K EN ECOSISTEMAS TROPICALES DE AMERICA LATINA

Los datos disponibles sobre las reservas y transferencias de potasio

Cuadro 10.11. Pérdida de elementos nutritivos por percolación en lisímetros monolíticos, Chinchiná, Colombia (en $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$). (Según Suárez de Castro y Rodríguez Grandas (73)).

Año	mm lluvia	N-mineral	N-orgánico	P	K	Ca	Mg
Cobertura viva (añil rastreado)							
1952	2 440	57.3	13.3	0.21	134.4	645.5	191.3
1953	2 622	48.7	22.1	0.11	124.5	696.8	238.8
1954	3 157	88.9	15.9	0.01	121.2	713.7	248.0
1955	2 870	110.5	26.3	0.10	78.1	786.8	164.1
1956	1 879	8.2	24.4	0.29	45.7	728.5	56.0
Sin cobertura							
1952	2 440	319.9	17.5	0.32	201.1	1 059.3	263.7
1953	2 622	403.8	22.2	0.26	269.3	907.1	273.5
Cobertura muerta							
1954	3 158	353.5	23.5	0.07	251.9	887.3	355.9
1955	2 870	290.4	29.8	0.22	172.7	812.9	199.1
1956	1 879	271.3	33.2	0.16	147.7	580.4	82.6

Cuadro 10.12. Pérdida de elementos nutritivos por escorrentía (en $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$) promedios de seis años, Chinchiná, Colombia. (Según Suárez de Castro y Rodríguez Grandas (73)).

	Escorrentía					
	mm	N	P	K	Ca	Mg
1. Suelo desnudo	1 730	25.3	0.98	24.0	238.6	151.6
2. Pradera	513	6.6	0.15	5.5	24.8	26.3
3. Plantación joven de café	190	7.5	0.06	2.1	4.7	5.0
4. Plantación vieja de café sin medidas contra erosión	59	1.6	0.08	1.1	2.0	2.1
5. Plantación joven de café en terrazas	410	4.2	0.16	4.0	7.7	8.3
6. Plantación joven de café con cobertura del suelo	192	2.2	0.08	2.3	5.3	4.9
7. Plantación joven de café en terrazas y cobertura del suelo	143	1.8	0.07	1.6	4.4	3.2

en ecosistemas forestales se han resumido en el Cuadro 10.13. Como en el caso del fósforo, se observa que la información sobre las reservas es más abundante (14 ecosistemas). Las reservas en la vegetación, generalmente, no pasan de $1\,000\text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$; los ecosistemas de Darién,

Cuadro 10.13. Reservas y transferencias de potasio en ecosistemas forestales tropicales. (Según diferentes fuentes).

	Fitomasa Área Viva	Reservas (kg ha ⁻¹)			Vegetación		Transferencias (kg ha ⁻¹ a ⁻¹)		Residuos foliar	Residuos vegetación	Egreso	Turnover	
		Muerta	Raíces	Mantillo (cm)	Suelo mineral	Total	Lluvia (años)	Lluvia Ecurri- miento					
Ecosistemas Montanos													
San Eusebio	1 322	28	147	59	18(40)	414	1.30	2.6	508	69.7	66.1	2.2	1.40
Venezuela	Grimm y Grimm (26)												
Kerigoma	1 080	7	137	24	20(25)	1 458	6.64	—	—	—	—	—	—
Papúa	Edwards y Grubb												
Blue Forest	259	—	—	—	28(65)	288	8.93	—	—	—	—	—	—
Jamaica	Tanner												
El Verde	926	—	21	2	34(30)	983	27.91	—	—	—	—	—	—
Puerto Rico	Odum y Pigeon (60)												
Ecosistemas de Llanura													
Mansos	434	5	62	3	18(30)	522	28.0	—	—	—	13.0	—	—
Brasil	Klinge (42)												
Magdalena	Fölster <i>et al.</i> (27)												
Colombia	Fölster <i>et al.</i> (27)												
Llanura	277	—	—	—	3	118(50)	399	2.35	—	—	17.0	—	—
Depresión	389	—	—	—	32	176(50)	597	2.39	—	—	29.0	—	—
Darién	Golley <i>et al.</i> (33)												
Panamá	Golley <i>et al.</i> (33)												
Llanura	3 492	—	80	20	118(30)	3 710	30.44	9.5	368	50	128.0	9.3	—
Fremontano	2 249	—	68	25	10(30)	2 442	23.42	—	237	—	91.0	—	—
Llanos	Llanos												
occidentales	1 821	—	—	—	20	398(50)	2 240	4.61	—	—	—	—	—
Venezuela	Hase y Fölster												
San Carlos	Jordán y Herrera (39)												
Venezuela	Jordán y Herrera (39)												
Tierra Firme	318	—	46	8	128(40)	497	2.98	13.3	—	19.9	9.3	6.1	24
Kade	774	36	88	10	217(30)	1 125	4.18	17.5	44	237	—	—	278
Ghana	Greenland y Kowal												
Banco	600	—	—	—	—	16(50)	—	5.5	110	170	81.0	—	255
Costa Marfil	Bernhard-Reversat (12)												
Yapo forêt	350	—	—	—	—	118(50)	465	3.04	64	82	26	—	114
	Yapo forêt												

Panamá (Golley *et al.* (33)), y de los Llanos Occidentales de Venezuela (Hase y Fölster) alcanzan valores más altos. Los datos acerca del suelo mineral se refieren, en parte, al K total; en algunos casos sólo se ha indicado el valor de K cambiante, y por ello resulta difícil la interpretación correspondiente. En función de lo anterior, las relaciones vegetación/suelo son siempre mayores que 1.0; ello implica que en la mayor parte de los ecosistemas, el potasio es el elemento mínimo. El depósito de K con las aguas de lluvia, es muy variable (Cuadros 7.9 y 10.13), oscilando el rango observado entre 2.0 y 37.2 kg K·ha⁻¹·a⁻¹; en la mayor parte de los estudios, los valores se encuentran entre cinco y 10 kg K·ha⁻¹·a⁻¹.

A partir de los datos sobre transferencias se puede concluir que las tasas de depósito con las lluvias son siempre menores que las de escurrimiento foliar; ello implica que el agua, en su pasaje por el ecosistema, moviliza en parte, el potasio de los tejidos foliares (ver Figura 10.9). A manera de ejemplo, en la Figura 10.10 se presenta el modelo de K para el ecosistema de San Carlos de Río Negro, Venezuela, según datos de Jordán y Herrera (39). Se trata del ecosistema de tierra firme, el cual no es inundado y recibe una precipitación anual de 3 600 mm. Del total de 496 kg·ha⁻¹, en forma correspondiente, se encuentran 73.2 y 25 % de K en la vegetación, mantillo y suelo mineral. El escurrimiento en tallos y hojas es bastante elevado (19.9 kg·ha⁻¹·a⁻¹), lo que también ocurre en la producción de residuos vegetales (9.3 kg·ha⁻¹·a⁻¹); sin embargo, las pérdidas por escurrimiento lateral del suelo, sólo alcanzan 5.1 kg·ha⁻¹·a⁻¹. De este modo, la mayor parte del K que llega al suelo es reabsorbido por el rodaje.

POTASIO EN SISTEMAS DE PRODUCCION

Efecto de la tala y quema sobre las bases del suelo

En el Capítulo Segundo fueron considerados en detalle los procesos y pérdidas de materia orgánica, nitrógeno y fósforo que ocurren al tumar y quemar los bosques, y durante la explotación agrícola de los suelos. Las transformaciones correspondientes a las bases cambiables también son de importancia y se consideran a continuación.

Las bases K, Ca y Mg se encuentran formando sales o en forma iónica, en el citoplasma celular de los tejidos vegetales. Al ser quemados los restos vegetales para limpiar el suelo y prepararlo para la explotación agrícola, estos pasan a sus formas oxidadas (K₂O, CaO y MgO), y al reaccionar con el agua del suelo y de la lluvia, pasan a sus formas iónicas (K⁺, Ca²⁺ y Mg²⁺). Poco después de la quema de los restos vegetales, se produce una gran acumulación de bases en la solución del suelo y en el complejo coloidal. Esta acumulación temporal disminuye gradualmente en el suelo, a través de la percolación o la lixiviación, de la erosión y de la absorción de K, Ca y Mg por las plantas, apareciendo, en última instancia, síntomas de deficiencia en las plantas.

Los procesos y cambios mencionados se han estudiado en suelos de Chinchiná, Colombia. Según Suárez de Castro (72), al quemar la vegetación natural en un suelo con tres a 10% de pendiente, se

encontraron grandes cambios al analizar muestras antes y después de la quema. El pH aumentó de 4.6 a 5.4; el Ca, el Mg y el K aumentaron de 1.52 a 1.82, de 0.61 a 0.80 y de 0.19 a 0.55 cmol.kg^{-1} , respectivamente. Estos cambios dependen, especialmente, de la biomasa total y del contenido de elementos nutritivos en la vegetación, tal como se examinó en el Capítulo Segundo sobre materia orgánica.

En estudios de Nye y Greenland (59) realizados en Ghana, los análisis en muestras de suelo (pH, K, Ca y Mg cambiables), antes y después de la quema y después de uno y dos años de explotación agrícola bajo diferentes prácticas de cultivo, demostraron claramente los cambios ocurridos en el suelo. Como resultado de la quema, el K cambiable aumentó en los primeros 30 cm de profundidad, de 0.25 a 0.59 cmol.kg^{-1} , y disminuyó a 0.38 y 0.29 en los primeros dos años de explotación. La intensidad en la preparación del terreno y en las rotaciones estudiadas, no presentaron mayores influencias. Al diferenciarse las distintas profundidades del suelo, los cambios fueron más notorios; por ejemplo, en los primeros 5 cm de profundidad se encontraron los siguientes valores para K: 0.4, 1.2, 0.6 y 0.3 cmol.kg^{-1} , antes y después de la quema y después de uno y dos años de explotación, respectivamente. Las variaciones de Ca y Mg presentan tendencias similares.

En estudios de laboratorio (24) se comprobó la influencia de la temperatura (de la quema) en la fase inicial de la explotación agrícola del suelo. En la Figura 10.11 se observa claramente que los elementos nutritivos K, Ca y Mg son afectados notablemente por la temperatura. En la solución del suelo aumentaron significativamente el Ca y Mg, de 18 a 180 y de seis a 36 mg, al someter los suelos a una temperatura de 40

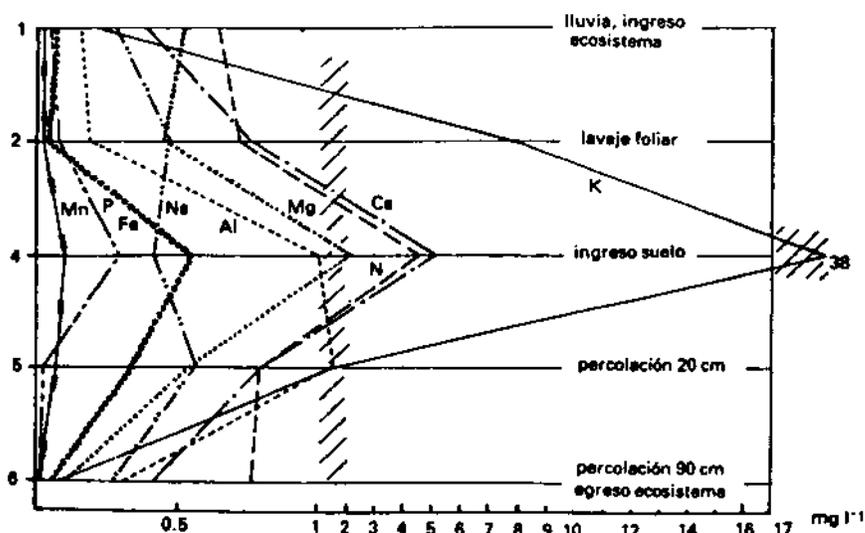


Fig. 10.9. Concentración de elementos químicos en el pasaje del ecosistema de San Eusebio, Venezuela. (Según Grimm y Fassbender (35)).

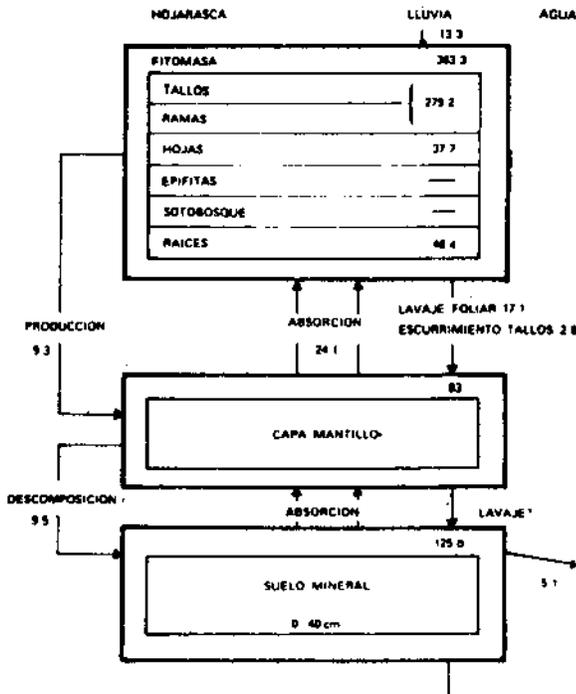


Fig. 10.10. Ciclo del potasio en el ecosistema de Caatinga en San Carlos de Río Negro, Venezuela. (Jordan y Herrera (39)). (Dimensiones: Reservas en kg/ha; transferencias en kg/ha y año).

a 500°C, respectivamente. Para el K no se observa una tendencia clara; las concentraciones de Na y Al en la solución del suelo aumentaron igualmente con la temperatura. Estos cambios repercuten directamente en la composición porcentual de elementos del agua en el suelo, caracterizada por un aumento de la proporción de Ca y Mg y una disminución de la proporción de Al. En el complejo de intercambio aumentó el K, pero disminuyeron notablemente el Ca y el Mg. Estos procesos explican claramente los problemas de la fertilidad de los suelos tropicales en la agricultura nómada y rotativa y de carácter semipermanente. La pérdida de fertilidad obliga a la interpolación de un barbecho a largo plazo mientras no se utilicen fertilizantes.

Potasio en sistemas de explotación agrícola

Después de la liberación de K, Ca y Mg en las cenizas de la quema de la tala del bosque, se obtienen niveles altos, los cuales conllevan cosechas satisfactorias. Con el transcurso del tiempo se produce la lixiviación de estos elementos, resultando así una disminución en su disponibilidad y, con ello, de las cosechas (ver también Capítulos Segundo, Séptimo y Octavo). Los valores de cosechas sucesivas de

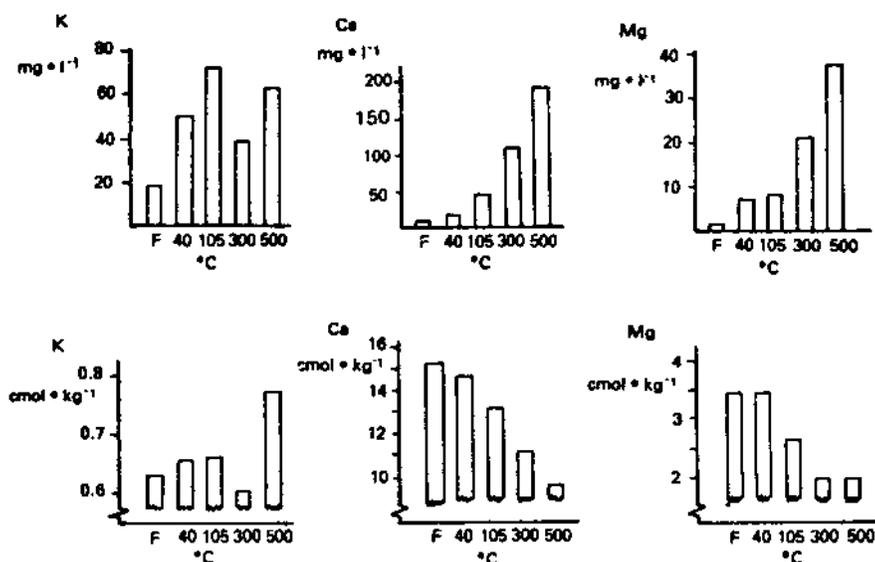


Fig. 10.11. Efecto de las temperaturas sobre los cationes presentes (parte superior) y cambiables (parte inferior), en la solución del suelo en experimentos de laboratorio. (Según Fassbender (24)).

soya y los valores de K cambiante en suelos del sur de Brasil, indican que el menoscabo de las primeras es serio, a pesar de las aplicaciones de fertilizantes potásicos combinados con N y P (Figura 10.12).

La disminución de las cosechas es paralela a la disminución del K-cambiante, ello debido, seguramente, al lavado y pérdida, por escorrentía de esta fracción de K en el suelo (Figura 10.13). La disminución también se registró en los tratamientos con fertilización potásica, indicando que estos fertilizantes son objeto de una lixiviación considerable.

Un trabajo de Ritchey informa sobre la extracción de K y de otros nutrientes, por varios cultivos tropicales importantes (64). Las necesidades de K son muy variables, los valores en cada uno de los cultivos dan una información sobre el agotamiento de las reservas de K que causa en el suelo. Las necesidades de K que presentan el cacao, el café, el caucho, el té, el algodón, así como las leguminosas de grano, son generalmente pequeñas (cinco a 30 kg K.ha⁻¹). La extracción de K por los cereales oscila entre 40 y 120 kg K.ha⁻¹ y cosecha. La extracción de una cosecha de tubérculos puede llegar a 300 y 400 kg K.ha⁻¹. Las necesidades en los casos de bananos, palma aceitera, tabaco y caña de azúcar, también alcanzan valores del orden de 200 a 400 kg K.ha⁻¹. La extracción por los pastos es la más elevada; en algunos casos se han reportado valores de 600 y 900 kg K.ha⁻¹. Estos datos tienen que ser considerados en detalle al hacer las recomendaciones para la utilización de fertilizantes.

La relación N/K y P/K de los elementos extraídos por las cosechas indican la afinidad de las plantas por el potasio, en relación con el

nitrógeno o fósforo. Cada grupo de cultivos ha desarrollado una afinidad específica.

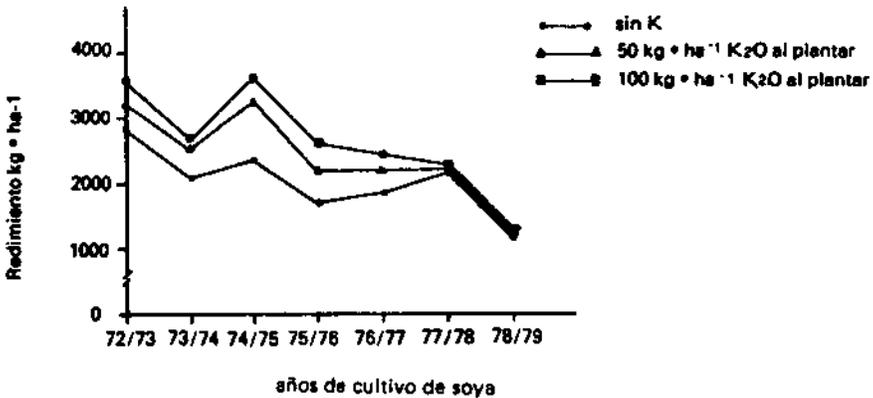


Fig. 10.12. Rendimientos de cultivos sucesivos de soya en suelos de Río Grande del Sur, Brasil. (Según Vidor, ver Mielniczuk (55)).

Potasio en sistemas de explotación forestales

En las plantaciones forestales, el ciclo del potasio toma paulatinamente un carácter cerrado. A través de la meteorización parental si liberan cantidades apreciables de K que aparecen en forma de ión en la solución del suelo, donde se establece un equilibrio químico con el complejo de intercambio. Al desarrollar el rodal, se acumula K en las plantas y, a través de la producción de la hojarasca y su descomposición, en la capa de mantillo se establece un ciclo interno suelo-bosque, muchas veces estable. Por medio de la percolación se puede perder K del suelo, el que aparece en el agua freática. En el caso de monoculturas forestales, por lo menos es conveniente reponer el K extraído, con una fertilización de compensación.

Casi no existen estudios completos sobre el ciclo del K en plantaciones forestales tropicales y subtropicales. De acuerdo con los datos sobre una rotación de *Pinus patula* de treinta años, se remueve 696 kg K.ha⁻¹ del suelo; de la demanda anual de 78 kg K.ha⁻¹, aproximadamente la mitad (35 kg K.ha⁻¹) retorna al suelo en forma de hojarasca. En el caso de *Cupressus lusitanica*, la demanda es de 74 kg.ha⁻¹ y año, de los cuales 30 retornan al suelo, 36 se acumulan en la biomasa y 8 kg.ha⁻¹ se remueven con los raleos; a los 30 años se extraen, en total, 724 kg K.ha⁻¹ del suelo. Según Egunjobi y Bada, en una

plantación de *Pinus caribaea* de diez años de edad se acumulan, en total, 375 kg K.ha⁻¹, de los cuales 152 se encuentran en las acículas y 105 en las ramas y tallos; el resto aparece en las raíces y en la capa de mantillo.

TRANSFORMACIONES DE LOS FERTILIZANTES POTASICOS Y SUS REACCIONES EN EL SUELO

Naturaleza de los fertilizantes.

En este Capítulo se han considerado detalles sobre las acumulacio-

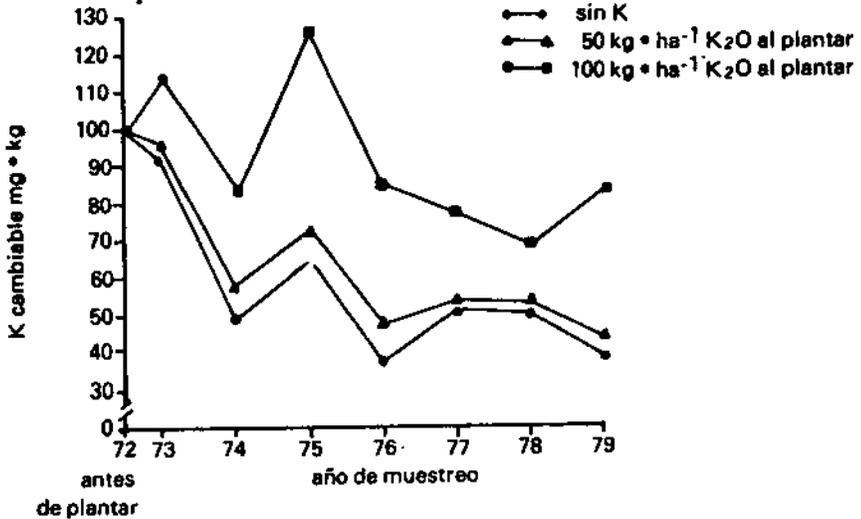


Fig. 10.13. Contenido de K-cambiable después de las cosechas sucesivas de soya en el sur del Brasil. (Según Vidor, ver Mielniczuk (54)).

nes de sales de potasio que se utilizan como materia prima en la fabricación de fertilizantes, los que se dan superficialmente (nitratos de Chile) y en grandes profundidades en la corteza terrestre (yacimientos de Europa y América del Norte).

El cloruro o muriato de potasio (KCl, 60-63% K₂O) es el fertilizante potásico más generalizado, altamente soluble en agua y de reacción neutra; al hidrolizar se producen concentraciones elevadas de K⁺ y Cl⁻ en la zona del fertilizante; la velocidad de disolución depende del grado de la molienda. Los iones K⁺ resultantes son adsorbidos por el complejo de intercambio y, en algunos casos, se acumulan entre paquetes laminares, lo que trae como consecuencia la fijación del K.

El K⁺ se difunde rápidamente en la solución del suelo, de donde es absorbido por las plantas; en condiciones de alta humedad y percolación de agua, también se crean grandes pérdidas de potasio. Los detalles de estos procesos fueron presentados anteriormente en este capítulo.

El sulfato de potasio (K₂SO₄, 50-52% K₂O) es, igualmente, otra fuente importante de este elemento nutritivo. Presenta, al igual que el muriato de potasio, una alta solubilidad y las reacciones antes mencionadas. Al hidrolizar se liberan iones SO₄²⁻ que son favorables para la nutrición vegetal, especialmente en suelos deficientes en azufre. Los sulfatos de potasio y magnesio (K₂SO₄, MgSO₄, 22% K₂O, 18% MgO

y 18% S), tienen la ventaja de su contenido de magnesio; son altamente solubles en agua y de reacción neutra, como los fertilizantes mencionados.

El nitrato de potasio (KNO_3 , 44% K_2O y 13% N) fue el fertilizante natural de N y K más importante —junto con el guano— antes de conocerse la fabricación de ellos. La mayor producción del primero provino de los yacimientos de salitre en Chile.

Otros fertilizantes potásicos de menor importancia, son: el fosfato de potasio (ver Capítulo Octavo) y el carbonato de potasio. También se puede pensar en el uso de silicatos como otra fuente de potasio.

Efecto de las fertilizaciones potásicas

De acuerdo con Malavolta (48) existen tres tipos principales de aplicación de fertilizantes potásicos en cultivos anuales:

- Fertilización de corrección, para aumentar la disponibilidad del elemento deficiente en el suelo.
- Fertilización de manutención o reposición, equivalente a la cantidad extraída por una cosecha y necesaria para mantener la fertilidad del suelo.
- Fertilización de cobertura, en cultivos ya establecidos como pastos.

Para conocer las necesidades de estos tipos de fertilización, es conveniente considerar las características del suelo (K-disponible, K-cambiable), las interacciones con otros elementos y las exigencias de las plantas. La respuesta a la fertilización potásica en cultivos de maíz, frijol, caña y café, en una gran cantidad de experimentos del Brasil, se muestra en el Cuadro 10.14 (según Malavolta (48)). De acuerdo con los factores anteriormente expuestos, muchas veces se obtienen respuestas favorables; sin embargo, en algunos casos no se ha logrado efecto.

En la Figura 10.14 se representan las curvas ajustadas y los coeficientes de correlación para el cultivo de maíz en San Pablo y para el de soya en Río Grande del Sur, Brasil (73); para la elaboración de la Figura se han tomado como base los patrones de interpretación utilizados en el Instituto Agronómico de Campinas.

Para los cultivos permanentes, Malavolta (48) considera dos tipos de fertilización potásica:

- Inicial al momento de instalar el cultivo; tiene carácter de corrección para lograr un nivel óptimo de K para el cultivo.
- Anual, para reponer las cantidades extraídas por el cultivo.

En función de la localización (bandas, contorno) y de la distribución de aplicaciones (varias al año) se obtiene un efecto favorable con estas fertilizaciones.

El efecto residual de la fertilización se refiere a aquel que produce el K al discontinuarse la aplicación de fertilizantes (ver Figuras 10.12 y 10.13). El efecto residual depende especialmente de la dosis aplicada, del cultivo, del tipo de suelo y de las lluvias (lavado de elementos).

El efecto de la fertilización potásica, así como el de otros elementos nutritivos, depende de las interacciones entre sí en estos últimos, tal como lo demuestran los valores de la respuesta a largo plazo (diez años) del café a la fertilización con N, P y K en diferentes lugares de Colombia (Cuadro 10.15, según Bravo (16)). Generalmente se encontró un efecto favorable para el nitrógeno; en la mitad de los experimentos se logró un efecto favorable para el N y K. En estos experimentos se constató que en cafetales con plena exposición solar, o con sombrío regulado, la respuesta al K depende del contenido de K-cambiable (ecuación $Y \cos. = 615.9 + X \cdot 0.42$ K-cambiable), de la luminosidad, de la precipitación y de la densidad de población.

Cuadro 10.14. Respuestas a la fertilización potásica en Brasil. (Según Malavolta (48)).

Cultivo	Estado	No. de experimentos	Respuesta al K (%)	Tamaño de la respuesta
Maíz	MG	216	28	133-770 kg·ha ⁻¹
	SP	94	8	8-27 %
	PR	152	19	87-783 kg·ha ⁻¹
	RS	51	53	180-233 kg·ha ⁻¹
	PI	4	100	511 kg·ha ⁻¹
	CE	4	0	0
	RN	6	100	284-521 kg·ha ⁻¹
	PB	3	100	319 kg·ha ⁻¹
	PE	21	0	0
	AL	5	100	157 kg·ha ⁻¹
	SE	9	100	567 kg·ha ⁻¹
	GO	23	0	—
	Frijol	PA	8	12
MG		50	0	0
GO		22	0	0
DF		3	3	—
SP		123	9	—
SC		3	0	0
RS		22	9	—
Caña de azúcar	SP	62	100	2-27 t·ha ⁻¹
	AL	103	79	43 % Planta 53 % Soca 80 % Ressoca } t·ha ⁻¹
	PE	29	100	3.14 t/ha
	BA	1	0	0
	MG	31	100	6-38 t·ha ⁻¹
	RJ	13	92	3-24 t·ha ⁻¹
	Café	SP	5 cosechas	100

Existen pocos estudios en los trópicos acerca del efecto a largo plazo de fertilizantes potásicos sobre las propiedades del suelo, especialmente en condiciones de fertilización intensiva. En el Cuadro 10.16 se han compilado algunos resultados, después de fertilizar al voleo, durante nueve años, un suelo aluvial ácido explotado con cacao en las llanuras del Caribe de Costa Rica. Durante todo ese tiempo se aplicó,

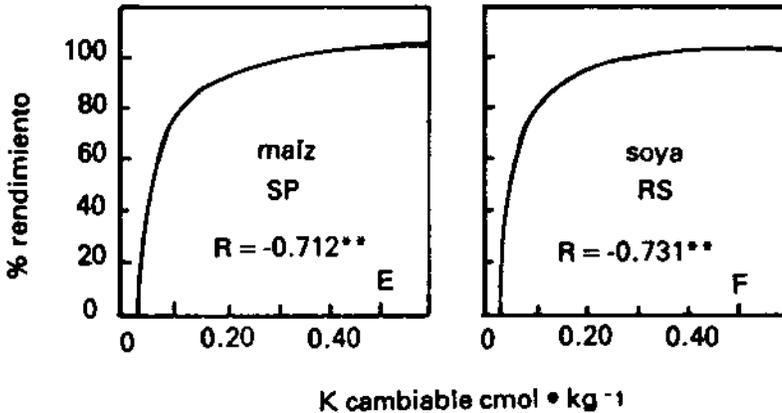


Fig. 10.14. Relaciones entre K-cambiable y respuesta a la fertilización potásica en maíz y soya en Brasil. (Según Van Raij (79)).

en porciones anuales, un total de 2 260, 1 660 y 4 420 kg N, P₂O₅ y K₂O·ha⁻¹ en forma de urea (46% N), de superfosfato triple (46% P₂O₅) y de muriato de potasio (60% K). Los valores de las muestras, tomadas en diferentes profundidades (0-7.5, 7.5-15 y 15-30 cm), manifiestan claramente la influencia de los diferentes fertilizantes utilizados y de sus combinaciones. El efecto acidificante de la urea llevó a disminuciones en el pH, hasta de 0.8 unidades; combinada con el superfosfato, la urea aumentó su efecto provocando cambios hasta de 1.1 unidades de pH. El Ca aplicado con el superfosfato condujo a incrementos del Ca-cambiable hasta de 1 cmol.kg⁻¹.

Las aplicaciones de potasio llevaron a una acumulación de K en el suelo superficial: de 0.6 cmol.kg⁻¹ en la parcela control, y de 4.63, 3.75 y 3.77 cmol.kg⁻¹ en las parcelas de los tratamientos K, NK y NPK, respectivamente; las acumulaciones de K en las profundidades 7.5-15 y 15-30 cm indican, por otro lado, que el K aplicado fue lavado en forma muy intensa. Como efecto de la acidificación producida por la urea y por el aumento de K en el complejo de intercambio, se produjeron grandes cambios en la cobertura iónica, los que se caracterizaron por una pérdida significativa del Ca y Mg cambiables. La urea sola indujo una lixiviación de 4 cmol. Ca.kg⁻¹, la combinación NPK llevó a pérdidas de 9 y 8 cmol.Ca.kg⁻¹ en las condiciones de sol y sombra, respectivamente. El Mg disminuyó en los primeros 7.5

Cuadro 10.15. Características físicas y químicas de los suelos y efecto de la fertilización con N, P y K sobre café, en ocho lugares de Colombia. (Según Bravo (16)).

Lugar	Textura	pH	MO %	N %	P ppm	K	Ca cmol·kg ⁻¹	Mg	Clasificación
Naranjal (Caldas)	FA	5.6	13.1	0.634	11	0.22	0.9	0.9	Dystrandept
Cenicafé (Caldas)	F	4.8	6.6	0.379	25	0.34	3.3	2.3	Dystrandept
Paraguacito (Quindío)	FA	5.4	6.6	0.395	12	0.61	5.2	2.1	Dystrandept
El Rosario (Antioquia)	F	4.0	13.8	0.528	8	0.14	2.0	1.6	Dystropept
Piamonte (Antioquia)	FAR	4.9	5.5	0.302	10	0.17	5.1	5.1	Dystropept
Mesitas (Cundinamarca)	F	5.0	8.3	0.393	3	0.18	13.4	6.7	Dystrandept
Granjas (Cundinamarca)	FA	5.1	16.3	0.867	4	0.5	12.3	4.4	Dystrandept
La Trinidad (Tolima)	FA	5.7	17.8	0.723	8	0.60	9.0	1.8	Dystrandept

Producción promedio de café pergamino seco (kg·ha⁻¹)

Lugar	Efecto									
	N (kg·ha ⁻¹ ·a ⁻¹)			P ₂ O ₅ (kg·ha ⁻¹ ·a ⁻¹)			K ₂ O (kg·ha ⁻¹ ·a ⁻¹)			acumu- lado
	0	120	240	0	120	240	0	120	240	
Naranjal (Caldas)	3 743	4 338	4 553	3 980	4 265	4 413	3 038	4 603	4 990	K
Cenicafé (Caldas)	1 640	4 358	4 840	3 468	3 665	3 690	3 513	3 668	3 635	N
Paraguacito (Quindío)	3 618	4 880	5 530	4 755	4 623	4 633	4 518	4 660	4 833	N
El Rosario (Antioquia)	2 772	3 313	3 516	3 041	3 056	3 503	1 806	3 753	4 047	N y K
Piamonte (Antioquia)	703	987	1 019	903	862	953	616	969	1 106	N y K
Mesitas (Cundinamarca)	1 213	2 088	2 194	1 675	1 863	1 947	1 203	2 119	2 156	N y K
Granjas (Cundinamarca)	1 690	2 735	2 968	2 656	2 428	2 540	2 170	2 888	2 583	N y K
La Trinidad (Tolima)	2 712	4 312	3 853	3 369	3 635	3 778	3 335	3 613	3 835	N

cm del suelo debido a la aplicación NPK de 8.07 a 4.28 cmol·kg⁻¹, indicando así la pérdida de aproximadamente el 50%. Los cambios en las relaciones (Ca + Mg)/K también son de gran importancia.

Estos resultados obtenidos a largo plazo y con dosis elevadas de fertilizante, indican los peligros de una fertilización unilateral en los suelos y señalan la necesidad de más investigaciones al respecto.

También es conveniente indicar la importancia de balances de fertilizantes aplicados en diferentes cultivos. En los cálculos hay que considerar las cantidades de K presentes originalmente en los suelos, las aplicadas con fertilizantes y las cantidades de K remanentes en el suelo y las extraídas por el cultivo en la época de observaciones. Estudios de este tipo casi no existen en la literatura sobre suelos y cultivos tropicales. A manera de ejemplo se presentan los datos de un balance de Souza *et al.* (ver Ritchey (64)), los que fueron obtenidos en un Latosol rojo oscuro en Planaltina, Brasil, al aplicar cantidades crecientes de K (0 a 498 kg K·ha⁻¹), y las extracciones con cultivos de maíz (16 a 86 kg K·ha⁻¹). Los valores de recuperación del K en el sistema en estudio (87 a 102%) son muy adecuados, si se interpreta la variabilidad del suelo y de las plantas, especialmente, considerando las limitaciones de los métodos analíticos utilizados. Esto se muestra en el Cuadro 10.17.

Cuadro 10.16. Efecto de aplicaciones NPK a largo plazo sobre el pH y las bases del suelo. (Datos de Díaz-Romeu, IICA-CTEL, Turrialba, Costa Rica).

Tratamiento	Profundidad (cm)	pH H ₂ O		cmol·kg ⁻¹		emol·kg ⁻¹		cmol·kg ⁻¹	
		sol	sombra	sol	sombra	sol	sombra	sol	sombra
Testigo	0- 7.5	5.4	5.4	28.78	30.23	8.07	7.36	0.62	0.72
	7.5-15.0	5.4	5.4	27.70	28.92	8.31	7.50	0.45	0.51
	15.0-30.0	5.4	5.6	29.33	30.83	9.06	8.15	0.39	0.40
N	0- 7.5	4.6	4.6	23.31	25.24	6.76	6.07	0.69	0.70
	7.5-15.0	4.8	5.0	26.84	28.21	6.98	7.73	0.36	0.47
	15.0-30.0	5.2	5.4	29.63	29.50	8.05	8.59	0.38	0.34
P	0- 7.5	5.3	5.3	29.67	30.05	7.12	7.18	0.51	0.58
	7.5-15.0	5.3	5.4	28.08	28.94	7.73	7.87	0.37	0.39
	15.0-30.0	5.4	5.4	28.74	29.74	8.43	8.65	0.34	0.29
K	0- 7.5	5.2	5.0	25.84	25.23	4.32	6.07	4.63	4.18
	7.5-15.0	5.1	5.1	26.56	26.45	7.08	7.40	2.23	2.13
	15.0-30.0	5.2	5.3	29.10	28.50	8.07	8.58	1.14	1.14
NP	0- 7.5	4.7	4.7	24.92	25.91	6.51	6.07	0.50	0.61
	7.5-15.0	4.9	5.1	27.43	28.33	7.26	7.44	0.34	0.41
	15.0-30.0	5.1	5.4	29.03	30.01	8.13	8.75	0.29	0.32
NK	0- 7.5	4.5	4.6	20.56	23.55	5.29	5.35	3.75	3.84
	7.5-15.0	4.8	4.9	24.79	24.83	6.27	5.94	2.01	2.13
	15.0-30.0	5.1	5.1	28.17	29.63	8.07	7.89	1.07	1.07
PK	0- 7.5	5.2	5.1	26.77	28.30	6.01	5.90	4.03	3.08
	7.5-15.0	5.2	5.2	27.78	28.46	6.88	6.83	2.08	2.15
	15.0-30.0	5.5	5.4	29.93	30.05	7.60	8.58	1.11	1.10
NPK	0- 7.5	4.3	4.5	19.32	22.46	4.28	4.60	3.77	3.34
	7.5-15.0	4.5	4.7	24.05	25.99	6.20	6.23	2.11	2.02
	15.0-30.0	4.9	5.1	28.11	29.30	8.23	7.61	1.21	1.05

Cuadro 10.17. Balance del potasio aplicado al cultivo de maíz en un suelo de Planaltina, Brasil. (Según Ritchey (64)).

K en abono añadido	K en 0-90 cm de suelo	K que permanece en el suelo	K removido por cosecha	Recuperación calculada de potasio*
kg·ha ⁻¹				%
0	140 ± 7	127 ± 14	16 ± 7	102 ± 13
62	132 ± 12	156 ± 16	29 ± 4	95 ± 7
125	136 ± 7	188 ± 24	40 ± 7	87 ± 9
249	138 ± 22	275 ± 28	76 ± 15	91 ± 4
498	151 ± 37	498 ± 94	86 ± 27	90 ± 9

* El cálculo se efectuó comparando K originalmente presente en el suelo de 0-90 cm y K añadido en forma de abono; K presente en el suelo después de la cosecha y K en granos, tallos y hojas de maíz.

RESUMEN

En este capítulo:

- a. En primer lugar se analiza el contenido total de K en los suelos, el cual está relacionado con la presencia y meteorización de feldspatos y micas en los materiales parentales del suelo.
- b. Se demuestra que las formas directamente disponibles de K están asociadas con la solución del suelo; se presentan resultados obtenidos en suelos de América Central, diferenciándose la concentración de K y su participación en el total de bases de la solución equilibrada del suelo.
- c. Se expone que la fracción de K-intercambiable es muy variable, dependiendo del material parental y de su meteorización, así como del contenido y naturaleza de los coloides del suelo. Se analizan numerosos resultados, obtenidos por diferentes autores en América Latina.
- d. Se constata que con un ataque fuerte (ácido nítrico) y sucesivo, se obtienen diferentes fracciones de K denominadas escalonada y de tasa constante, las que pueden ordenarse, en parte, dentro del K estructural o constituyente de las arcillas.
- e. Se indica que las formas disponibles de K pueden estudiarse con parámetros físicoquímicos de intensidad (I, $pK-0.5 pCa$) y de capacidad (Q, curva de liberación), los que permiten describir igualmente, en forma causal, las relaciones suelo-planta (ver también en el Capítulo Cuarto, la sección sobre Intercambio Catiónico).
- f. Se analiza el ciclo de K en los suelos y los diferentes procesos que lo componen.
- g. Se explica que el fenómeno de la fijación de K proviene de la acumulación de este elemento en el espacio interlaminar de las arcillas, especialmente de las illitas; se ilustra el fenómeno y los factores que lo determinan.
- h. Se demuestra que las pérdidas de K se deben a su percolación a través del perfil del suelo y a la erosión y escorrentía superficial. Se discuten resultados obtenidos tanto en suelos y en sistemas forestales como en suelos explotados agrícolamente.
- i. Se determina que el comportamiento de las bases (K, Ca y Mg) en el proceso de tumba y quema de los bosques para explotar el suelo agrícolamente, se inicia con una liberación grande de estos elementos y se caracteriza por las pérdidas graduales que finalmente resultan en deficiencias minerales.

- j. Se presentan las características químicas de los principales fertilizantes potásicos y se explican sus reacciones en el suelo. Los tres fertilizantes de mayor utilización son: el cloruro, el sulfato y el nitrato de potasio.
- k. Se discuten algunos resultados sobre la influencia de la fertilización NPK a largo plazo y en forma intensiva sobre las propiedades del suelo. La fertilización potásica lleva a la acumulación de K-cambiable, aunque la infiltración también es grande y provoca cambios en la cobertura iónica de los coloides del suelo y posibles desbalances entre el K, el Ca y el Mg.

BIBLIOGRAFIA

1. ACQUAYE, D.K.; MacLEAN, A.J.; RICE, H.M. Potential and capacity of potassium in some representative soils of Ghana. *Soil Science* 103 (2): 79-89. 1967.
2. AGARWAL, R.P. Potassium fixation in soils. *Soils and Fertilizers* 23: 375-378. 1960.
3. AHMAD, N. The potassium status of the inorganic coastal soils of British Guiana. *Tropical Agriculture (Trinidad)* 40 (3): 197-203. 1963.
4. ALIAS, L.J. *et al.* Relaciones entre los parámetros Q/I de potasio y otras propiedades del suelo del sureste español. I, II, III, IV. *Anales de Edafología y Agrobiología* 39, I: 593-609; II: 611-622, III: 623-633, IV: 635-345. 1980.
5. BARROW, N.J.; OZANNE, P.G.; SHAE, T.C. Nutrient potential and capacity. I The concepts of nutrient potential and capacity and their application to soil potassium and phosphorus. *Australian Journal of Agricultural Research* 16 (1) 61-76. 1965.
6. ————. Nutrient potential and capacity. II Relationship between potassium potential and buffering capacity and the supply of potassium to plants. *Australian Journal of Agricultural Research* 17 (4): 849-861. 1966.
7. ————; ASHER, C.J.; OZANNE, P.G. Nutrient potential and capacity. III. Minimum value of potassium potential for availability to *Trifolium subterraneum* in soil and solution culture. *Australian Journal of Agricultural Research* 18 (1): 55-62. 1967.
8. BECKETT, P.H.T. Potassium-calcium exchange equilibria in soils. I. Specific adsorption sites for potassium. *Soil Science* 97 (6): 376-383. 1964.
9. ————. Studies on soil potassium. II. The "immediate" Q/I relations of labile potassium in soil. *Journal of Soil Science* 15 (1): 9-23. 1964.
10. ————. The factors of quantity, capacity and intensity for soil potassium. *Suelos Ecuatoriales (Colombia)* 2: 18-28. 1978.
11. BENAVIDES, G. El factor cantidad/intensidad en potasio en algunos suelos de la Sabana de Bogotá y de la Amazonia Colombiana. *Suelos Ecuatoriales (Colombia)* 2: 97-108. 1978.
12. BERNHARD-REVERSAT, F. Recherches sur l'écosystème de la forêt subéquatoriale de Basse Côte d'Ivoire. VI. Les cycles des macroéléments. *La Terre et la Vie* 29: 229-254. 1975.
13. BOLT, G.H.; SUMNER, M.E.; KAMPHORST, A. A study of the equilibria between three categories of potassium in an illitic soil. *Soil Science Soc. of America, Proc.* 27: 294-299. 1963.
14. BORNEMISZA, E. La acidez, el contenido de potasio y de materia orgánica de algunos suelos de Costa Rica. San José, Costa Rica, Laboratorio Químico de Investigaciones Agronómicas, STICA, Informe 59-2, 1959. 18 p.
15. ————; ALVARADO, A. Soil management in tropical America. Raleigh, Consortium on Soils of the Tropics, North Carolina State University, 1975. 565 p.

16. BRAVO, E. Fertilización potásica en café. Suelos Ecuatoriales (Colombia) 2: 68-75. 1978.
17. CHAVES, R. Estudio preliminar sobre la fijación de potasio en suelos de la Serie 10 (Caldas, Colombia). Boletín Informativo, Cenicafé (Colombia) 2: 28-33. 1951.
18. EGUNJOBI, J.K.; BADA, S.O. Biomass and nutrient distribution in stands of *Pinus caribaea* L. in the dry forest zone of Nigeria. Biotropica 11: 130-135. 1979.
19. EHLERS, W.; MEYER, B.; ULRICH, B. Curva de intercambio de potasio del suelo. Revista de la Potasa (Suiza) 4 (38-39) 1967. p. irr.
20. FASSBENDER, H.W. y LAROCHE, F.A. The nutritive potentials of soil and the proportions of K:Ca:Mg in tomato plants. Plant and Soil 28 (3): 431-441. 1968.
21. _____; VIEIRA, L.; STABILE, M.E. Equilibrios catiónicos y liberación de potasio en algunos suelos de la Amazonia del Brasil. Revista de la Potasa (Suiza) 4 (46) 1970. p. 10.
22. _____. Chemisches Verhalten der Hauptnährstoffe in Böden der Tropen, insbesondere in Lateinamerika. Göttinger Bodenkundliche Berichte 23: 1-182. 1972.
23. _____. Equilibrios catiónicos y disponibilidad de potasio en suelos de América Central. Turrialba 22 (4): 388-397. 1972.
24. _____. Experimentos de laboratorio para el estudio del efecto del fuego de la quema de restos vegetales sobre las propiedades del suelo. Turrialba 25 (3): 249-254. 1975.
25. _____. Química de suelos, con énfasis en suelos de América Latina. San José, Costa Rica, IICA, Serie de Libros y Materiales Educativos, 1975. 398 p.
26. _____; GRIMM, U. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. II. Producción y descomposición de los residuos vegetales. Turrialba 31: 39-47. 1981.
27. FÖLSTER, H.; DE LAS SALAS, G.; KHANNA, P.K. A tropical evergreen forest site with perched water table, Magdalena Valley, Colombia. Oecologia Plantarum 11: 297-320. 1976.
28. FRIED, M.; SHAPIRO, R.E. Soil-plant relationships in ion uptake. Annual Review of Plant Physiology 12: 91-112. 1961.
29. FRYE, A. El potasio en suelos de las zonas cálidas secas en Colombia. Suelos Ecuatoriales (Colombia) 2: 44-51. 1978.
30. GEUS, J.G. Fertilizer guide for tropical and subtropical farming. Zurich, Centre d'Etude d'Azote, 1967. 727 p.
31. GIBBS, R.J., Amazon River: environmental factors that control its dissolved and suspended load. Science 156: 1734-1737. 1967.
32. GOEDERT, W.J. Management of the Cerrado soils of Brasil: a review. J. Soil Science 34: 405-428. 1983.
33. GOLLEY, F.B. *et al.*, Eds. Mineral cycling in a tropical moist forest ecosystem. Athens, Georgia, Univ. of Georgia Press, 1975. 248 p.

34. GRIMM, U.; FASSBENDER, H.W. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. I. Inventario de las reservas orgánicas y minerales (N, P, K, Ca, Mg, Mn, Fe, Al y Na). *Turrialba* 31 (1): 27-37. 1981.
35. _____; _____. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. III. Ciclo hidrológico y translocación de elementos con el agua. *Turrialba* 31: 89-99. 1981.
36. _____; _____. Ciclos biogeoquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. IV. Modelos y Conclusiones. *Turrialba* 31: 101-108. 1981.
37. INTERNATIONAL POTASH INSTITUTE. Editorial: International Potash Inst. 9th. Potassium Congresses. Role of potassium fertilization in the intensification of agricultural production. Antibes, and Potassium research and agricultural production. Budapest, Potassium colloquia. Bern, Suiza, 1973. 354 p.
38. _____; _____. Potassium Research-Review Trends Congress 25th Anniversary of the Sci. Board. Bern, Suiza, 1979. 499 p.
39. JORDAN, C.F.; HERRERA, R. Biochemical cycles of an Amazonian rain forest. (At press).
40. KILMER, V.J. *et al.*, Eds. The Role of potassium in agriculture. Madison, Wisconsin, U.S.A., American Society of Agronomy, 1968. 509 p.
41. KLINGE, H.; RODRIGUEZ, W. Litter production in an area of Amazon *terra firme* forest. III. Mineral content of the litter. *Amazoniana* 1: 303-310. 1968.
42. _____. Fine litter production and nutrient return to the soil in three natural stands of Eastern Amazonia. *Geo-Eco-Trop.* 1: 159-167. 1977.
43. LE ROUX, J.; SUMNER, M.E. Labile potassium in soils. I. Factors affecting the quantity-intensity parameters. *Soil Science* 106 (1): 35-41. 1968.
44. _____; _____. Labile potassium in soils. II. Effect of fertilization and nutrient uptake on the potassium status of soils. *Soil Science* 106 (5): 331-337. 1968.
45. LINDSAY, W.L. Chemical equilibria in soils. N.Y. Wiley-Interscience, 1979. 449 p.
46. LUNA, C.; SUAREZ, C.V. El potasio en suelos derivados de cenizas volcánicas. *Suelos Ecuatoriales (Colombia)* 2: 37-44. 1978.
47. MALAVOLTA, E.; USHERWOOD, N.R. Adubos e adubação potássica. Piracicaba, Brasil, Inst. de potassa e fósforo. *Boletín Técnico* 3, 1978. pp. 1-56.
48. MALAVOLTA, E. Potasio, magnesio e enxofre nos solos e culturas brasileiras. Piracicaba, Brasil, Inst. de potassa e fosforos. *Boletín Técnico* 4, 1979. pp. 1-92.
49. MARTINI, J.A. Caracterización del estado de potasio en seis suelos de Panamá. *Fitotecnía Latinoamericana* 3 (1-2): 163-168. 1968.
50. McCOLL, J.G. Properties of some natural waters in a tropical wet forest of Costa Rica. *BioScience* 20 (20): 1096-1100. 1970.

61. MCGINNIS, J.T. *et al.* Elemental and hydrological budgets of the Panamanian tropical moist forest. *BioScience* 19 (8): 697-700. 1969.
62. McLEAN, A.J. Water soluble K, per cent K saturation, and pK 1/2 p (Ca + Mg) as indices of management effects on K status of soils. *International Congress of Soil Science, 7th. Madison, Wisconsin, Transactions 1960. Amsterdam, Elsevier* 3: 86-91. 1961.
63. MEJIA, L. Mineralogía del potasio en el suelo y en el material parental. *Suelos Ecuatoriales (Colombia)* 2: 1-17. 1978.
64. MENGEL, K.; KIRKBY, E.A. Principles of plant nutrition. Berna, Suiza, International Potash Institute, 1978. 593 p.
65. MIELNICZUK, J. O Potássio no solo. Piracicaba, Brasil, Inst. da potassa e fosforo, *Boletín Técnico* 2, 1978. pp. 1-80.
66. ————. Avaliação da resposta das culturas ao potássio em ensaios de longa duração. A experiência brasileira. *In Instituto da Potassa e Fosfato. Simposio sobre potássio na agricultura brasileira. 1983. pp. 289-303.*
67. MOSS, P.; COULTER, J.K. The potassium status of West Indian volcanic soils. *Journal of Soil Science* 15 (2): 284-298. 1964.
68. NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES. Soils of the humid tropics. Washington, U.S.A., 1972. 217 p.
69. NYE, P.H.; GREENLAND, D.J. Changes in the soil after clearing tropical forest. *Plant and Soil* 21 (1): 101-112. 1964.
70. ODUM, H.I.; PIGEON, R.F. A tropical rain forest. Washington, U.S. Atomic Energy Commission, 1970. s.p.
71. PALENCIA, J.A.; MARTINI, J.A. Características morfológicas, físicas y químicas de algunos suelos derivados de cenizas volcánicas en Centroamérica. *Turrialba* 20 (3): 325-332. 1970.
72. RAMA MOORTHY, B.; DESAI, S.V.; RAUCHAUDHURI, S.P. Potassium fixation in soils with special reference to India. *Indian Journal of Agricultural Science* 22 (1): 49-62. 1952.
73. REITEMEIER, R.F. Soil Potassium. *Advances in Agronomy* 3: 113-164. 1951.
74. RITCHEY, K.D. Potassium fertility in Oxisols and Ultisols of the humid tropics. *Cornell International Agriculture Bulletin* 37: 1-45. 1979.
75. RUSELL, E.J. Soil conditions and plant growth. London, Longmans, 9 ed. 1961. 668 p.
76. SANCHEZ, P.A. Suelos del trópico, características y manejo. San José, Costa Rica, IICA. Serie de Libros y Textos, 1981. 634 p.
77. ————; SALINAS, J.G. Low-input technology for managing Oxisols and Ultisols in tropical America. *Advances in Agronomy* 34: 280-398. 1981.
78. SCHEFFER, F.; SCHACHTSCHABEL, P. *Lehrbuch der Bodenkunde*. Stuttgart, F. Enke Verlag 11 ed., 1982. 443 p.

69. SCHROEDER, D. Relationships between soil potassium and the potassium nutrition. *In* 10th. International Congress Potash Institute, Budapest, 1974, pp. 53-63.
70. SCHUFFELEN, A.C.; MAREL, H.W. VAN DER. Potassium fixation in soils. *In* Potassium Symposium, Berna, Suiza, Instituto Internacional de la Potasa, 1955. pp. 157-201.
71. SERPA, R.; BORNEMISZA, E. Influencia del manejo de dos suelos del trópico húmedo sobre sus propiedades químicas. *Turrialba* 32: 137-148, 1982.
72. SUAREZ DE CASTRO, F. La quema como práctica agrícola y sus efectos. Tesis Mag. Agr. Turrialba, Costa Rica, IICA, 1956. 55 p.
73. _____; RODRIGUEZ GRANDAS, A. Investigaciones sobre la erosión y la conservación de los suelos en Colombia. Bogotá, Federación Nacional de Cafeteros de Colombia, 1962. 473 p.
74. _____. Conservación de Suelos. San José, Costa Rica, IICA, 2 ed., 1980. 319 p.
75. THENG, B.K.G., Ed. Soils with variable charge. Nueva Zelandia, Lower Hutt, 1980. 448 p.
76. TINCKNELL, R.C.; LOPEZ, R.J. La fijación de potasio en algunos suelos venezolanos. *Revista de la Potasa (Suiza)* 4 (29): 1-9. 1962.
77. TINKER, P.B. Studies on soil potassium. IV. Equilibrium cation activity ratios and responses to potassium fertilizer of Nigerian oil palms. *Journal of Soil Science* 15 (1): 35-41. 1964.
78. ULRICH, B. Kationengleichgewichte. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 113: 141-159. 1966.
79. VAN RAIJ, B. Disponibilidade de potassio em solos do Brasil. *In* Instituto da potassa e fosforo. Simposio sobre potassio na agricultura brasileira, Piracicaba, Brasil, 1983. pp. 67-76.

CAPITULO 11

CALCIO Y MAGNESIO

CICLO GEOQUIMICO DEL CALCIO Y MAGNESIO

Estos elementos presentan un amplio ciclo en la naturaleza, en el cual los suelos conforman una parte solamente. La corteza terrestre contiene aproximadamente 4.2% de Ca y 1.95% de Mg, ocupando el quinto y octavo o noveno lugar (8), respectivamente, según diferentes autores.

El contenido de estos elementos en una serie de rocas importantes se muestra en el Cuadro 11.1, según González-Bonorino (7).

Como lo ilustra el Cuadro mencionado, hay grandes diferencias entre las rocas importantes. Así será muy interesante saber cuál de ellas está presente cuando los suelos se derivan de materiales altos en estos elementos, como las rocas ígneas básicas y las calizas, o cuando proceden de sustancias bajas en Ca y Mg, como las areniscas o rocas ígneas ácidas.

Es conveniente recordar aquí que el calcio de muchas rocas es poco disponible, aunque sea relativamente soluble. En este sentido, Flocker y Fuller (4), usando calcio radioactivo, demostraron que el CaCO_3 es

Cuadro 11.1. Contenido de Ca y Mg en rocas importantes, en porcentaje de óxidos. (Adaptado de González-Bonorino (7)).

	Porcentaje	
	CaO	MgO
Rocas ígneas ácidas	1.3	0.5
Rocas ígneas intermedias	6.5	3.8
Rocas ígneas básicas	11.1	8.1
Rocas ígneas ultrabásicas	3.5	34.0
Areniscas	4.0	1.5
Calizas	40.5	7.7
Lutitas	4.7	2.9

una fuente muy mala de calcio.

En las rocas, estos elementos se encuentran en diferentes minerales y con distintos contenidos; el Cuadro 11.2 ilustra los más importantes, conocidos como de meteorización rápida.

Debido a la fácil meteorización de los minerales primarios con Ca y Mg, existen minerales sedimentarios importantes con altos contenidos de ellos, como las calizas, las dolomitas, el yeso y otros. Los apreciables contenidos de estos elementos en el agua de mar (Mg: $1.29 \text{ dag}\cdot\text{kg}^{-1}$; Ca: $0.41 \text{ dag}\cdot\text{kg}^{-1}$) también contribuyen a su importante presencia en los depósitos de sedimentos.

Cuadro 11.2. Ambito en los contenidos de CaO y MgO en los minerales primarios principales (porcentajes).

Mineral	$\text{dag}\cdot\text{kg}^{-1}$	
	CaO	MgO
Augita	16-26	6-20
Plagioclasa	0-19.5	—
Muscovita	4.5	2.4
Biotita	—	0.3-28
Piroxeno	13-22	10-18
Anfibol	10-14	3-26

EL CALCIO EN LOS SUELOS

Contenido y formas del calcio en los suelos

El contenido total de Ca en los suelos no calcáreos y en regiones no áridas, se encuentra, comúnmente, entre 0.1 y $1.2 \text{ dag}\cdot\text{kg}^{-1}$. Se considera que el mineral primario anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) es la fuente más importante de Ca en los suelos no calcáreos. Como se ve en el Cuadro 11.2, el contenido de este elemento es variable en las rocas y aparece en varias fracciones del suelo (11). Una fracción considerable del Ca total se encuentra en forma intercambiable, y otra, menos estudiada, está unida a la fracción orgánica. Los Oxisoles suelen contener niveles muy bajos de Ca cambiabile; de acuerdo con Ritchey, Silva y Costa (20), el bajo nivel de este elemento en los horizontes B de los Oxisoles en la región central de Brasil, limita el crecimiento de las plantas, gravitando en esto, más que la presencia de niveles apreciables de Al. Aunque el elemento Ca es el catión más importante de la solución de los suelos, en la mayoría de éstos las cantidades de Ca son mucho menores que las que corresponden a las fracciones anteriores. El Cuadro 11.3 muestra la variación de niveles de Ca en suelos de diferentes orígenes en Honduras (9). Se detectan grandes variaciones entre suelos bastante meteorizados, como Sampile, y otros relativamente recientes, como el denominado AM. También se observa que, como ocurre en la mayoría de los suelos no muy ácidos, el Ca es el catión principal en el

Cuadro 11.3. Contenido y formas de calcio en suelos del área baja de la cuenca del Río Choluteca, Honduras. (Según Morillo (15).

Suelos	Ca total dag·kg ⁻¹	Ca intercambiable cmol·kg ⁻¹	Ca en solución del suelo (mg. l ⁻¹)
AA	1.13	10.7	3.6
AB } Aluviales	0.93	24.1	17.0
AM }	3.42	31.9	50.0
Choluteca aluviales	1.29	12.9	5.0
Tapatoca aluviales	0.95	25.4	3.0
AS aluviales	1.36	26.7	24.4
Sampile aluviales	0.41	7.9	2.8
Monopacay volcánico	0.99	28.7	14.8
Papalón volcánico	0.49	18.2	10.0
Samaria volcánico	0.25	17.9	5.8

complejo de cambio.

En general, los suelos de regiones húmedas contienen menos Ca que su roca madre. Cuando el lavado es moderado, este catión no sale del perfil, sino que se encuentra acumulado como una capa de CaCO₃ en un horizonte cuya profundidad aumenta con la precipitación. Los suelos derivados de calizas, en general, son particularmente ricos en este elemento, aun en regiones lluviosas. Aunque el Ca es un componente importante, se pierde rápidamente en el caso del cultivo de los suelos en el trópico húmedo; esta pérdida se produce con una velocidad de 100 a 240 kg·ha⁻¹ de Ca, según De las Salas y Fölster (21). Esto conduce a los muy bajos niveles de Ca, típicos en los Oxisoles, como los de los Llanos Orientales y los de sabanas altas de Colombia (6). Van Baren (26) cita un caso de suelos cañeros en las tierras bajas de Bolivia, donde se detectó que de 1 500 kg·ha⁻¹ de Ca en el suelo virgen, el contenido bajó a 400 kg·ha⁻¹ en un año, y a 50 kg·ha⁻¹ en cinco años de cultivo de caña de azúcar.

Según Fried y Shapiro (5), el Ca presente en la solución del suelo varía entre 20 y 1 500 mg·l⁻¹ en condiciones de clima templado, como se analiza con más detalle en el Capítulo Tercero. Los valores más altos corresponden a los suelos de regiones áridas. En suelos de Honduras y de Costa Rica se han encontrado concentraciones en un ámbito más estrecho. En un estudio sobre la composición de las soluciones equilibradas del suelo se encontraron (en unos 100 suelos de Centroamérica) límites entre 0.5 y 1.2·10⁻³ mol/l (3). En este mismo trabajo se informa que la participación del Ca en la composición de la solución del suelo fue variable entre los grupos de suelos; para los Litosoles y Brunizems, ella osciló entre 23 y 42%, respectivamente (Cuadro 11.3). Observando la Figura 11.1 se puede notar que en el 85% de los 94 suelos analizados de Centroamérica, el Ca constituye entre el 20 y 50% de la solución del suelo.

En muchos suelos del trópico se encuentra una relación inversa entre el Ca y el Al en el complejo del suelo, como lo mostró Popenoe para los del valle del Polochic en Guatemala; esto es así, especialmente si los suelos no son de carga variable, como en los examinados por este autor (17). En sus datos se observa claramente cómo el Ca es reemplazado por el Al, a medida que aumenta la meteorización de los minerales primarios.

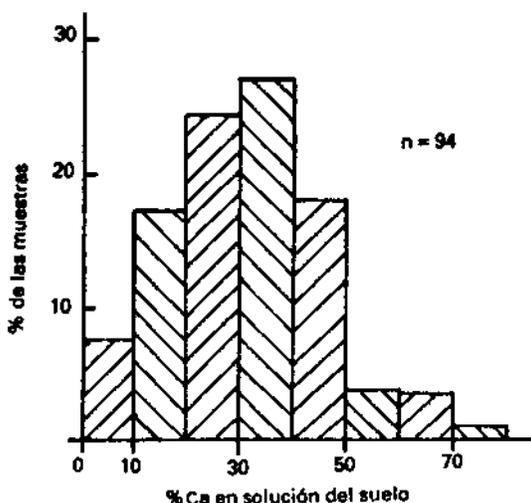


Fig. 11.1. Histograma de la participación del Ca en la composición de la solución equilibrada, en 94 suelos de América Central. (Según Fassbender (3)).

El ciclo del calcio en suelos

En la Figura 11.2 se observa el ciclo del Ca en la naturaleza. Este es similar al del K, pero no presenta el fenómeno de fijación. Los procesos de meteorización discutidos por Simonson (23) reducen rápidamente el contenido de Ca que es relativamente alto en las rocas ígneas, las que son fuente inicial del elemento. Una parte apreciable del Ca permanece en el complejo catiónico, en equilibrio con la solución del suelo. Este equilibrio explica las rápidas pérdidas antes indicadas; estas últimas fueron documentadas por investigadores de Colombia, quienes informaron sobre pérdidas de Ca mayores de $1 \text{ t.ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ en suelos desnudos, y de aproximadamente 0.66 ó $0.75 \text{ t.ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ en tierras con cobertura vegetal (25). Mucha de esta pérdida ocurre por el arrastre superficial, ya que el movimiento vertical del elemento es lento, como se observó en experimentos con trazadores radioactivos aplicados en cuatro suelos fuertemente meteorizados de Costa Rica (19). En suelos con muy alta infil-

tracción, como los Dystrandeps de la serie Birrisito, se ha observado un movimiento de Ca que penetra hasta 80 cm después de cuatro años y como resultado de un fuerte encalado (14); esto es diferente a lo observado en los suelos fuertemente meteorizados. También se sabe que la pérdida de Ca aumenta con el nivel de encalado en condiciones húmedas, como lo mostraron Gammon y Blue (6) en las condiciones de Florida, lo que corresponde con una tendencia también observada por Morelli *et al.* (14).

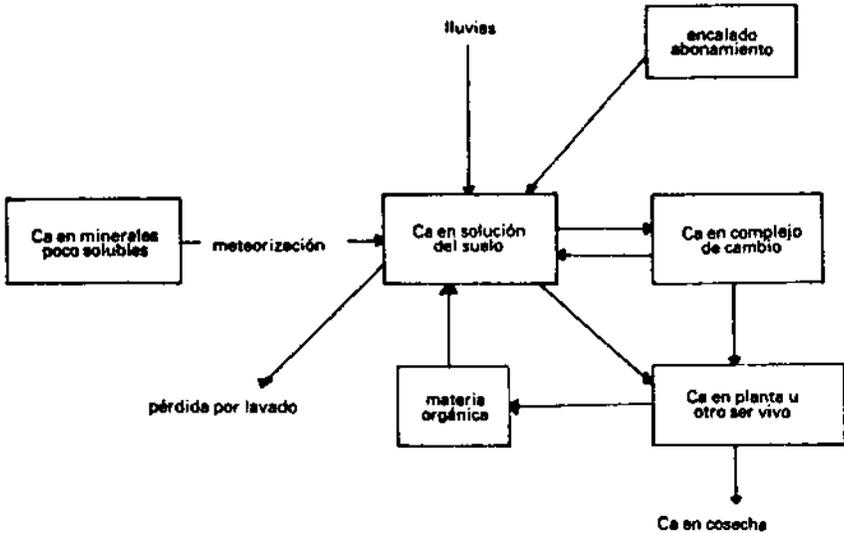


Fig. 11.2. El ciclo del calcio.

La absorción de Ca por las plantas, varía desde 20 a más de 180 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ encontrándose valores particularmente altos en el caso de las leguminosas, como la alfalfa. La mineralización rápida de una parte apreciable de la materia orgánica devuelve una fracción importante del Ca, de la misma, al suelo. Como se ve en el histograma en la Figura 11.1, la solución del suelo contiene al Ca como catión principal en la mayoría de los suelos. Es interesante anotar que las lluvias también son fuente de Ca; en los Andes venezolanos se midió $5.6 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ en esta categoría (24).

EL MAGNESIO EN LOS SUELOS

Contenido y formas del Mg en los suelos

El contenido de magnesio total en los suelos no calcáreos varía entre 0.1 y 1%. La mayor fracción del elemento se encuentra asociada con algunos minerales primarios - como la biotita, la augita y la hornablenda- y con otros secundarios, como la montmorillonita.

Entre los silicatos, se sabe que el olivino, la biotita, los piroxenos y los anfíboles muestran contenidos altos de magnesio, como se puede ver en el Primer Capítulo y en el Cuadro 11.2. Las rocas calcáreas y especialmente las dolomitas, que contienen este elemento como carbonato, se caracterizan por formar suelos hasta con el 2% de Mg total. En los suelos de regiones áridas, a veces se presentan acumulaciones de $MgSO_4$. Una pequeña parte del Mg se asocia con la materia orgánica del suelo.

En el Cuadro 11.4 se presentan los datos correspondientes a diferentes formas de Mg en diez suelos de Honduras (15). En estos suelos, la variación alcanza diferencias de diez veces algún valor y cubre el ámbito casi total en que se presenta el elemento.

Cuadro 11.4. Contenidos y formas del magnesio en suelos del área de la cuenca del Río Choluteca, Honduras. (Según Morillo (15)).

Suelos	Mg total $dag \cdot kg^{-1}$	Mg intercambiable $cmol \cdot kg^{-1}$	Mg en solución del suelo ($mg \cdot l^{-1}$)
AA	0.26	1.4	1.5
AB	0.50	3.2	9.3
AM	0.51	2.6	10.2
Choluteca aluviales	0.10	1.3	1.8
Tapatoca aluviales	0.40	7.5	3.0
A S aluviales	0.08	5.0	13.4
Sampile aluviales	0.08	0.7	0.9
Monopacay volcánico	0.49	5.0	10.0
Papalón volcánico	0.21	1.1	6.5
Samaria volcánico	0.33	3.1	4.2

Una proporción apreciable del Mg en los suelos se encuentra en el complejo de cambio. En el Cuadro 4.1 se exponen algunos datos sobre el Mg cambiante, en suelos de Costa Rica, Brasil y Honduras, indicando ámbitos entre 0.05 y 3.8 $cmol \cdot kg^{-1}$ de suelo. Se sabe que en muchos suelos salinos y sódicos, los niveles de Mg cambiante son particularmente altos, al igual que en aquellos derivados de dolomitas y de algunas rocas ígneas como basaltos y peridotitas. Ahmad y Jones (1) han informado que para los Grumosoles (Vertisoles) del Caribe, de origen volcánico, el catión cambiante dominante es, con frecuencia, el Mg.

Al estudiar suelos del Valle del Cauca de Colombia, Ramírez informó sobre relaciones Ca/Mg muy bajas (<2.1) hasta con valores inferiores a la unidad en la zona, entre 600 y 1 200 metros sobre el nivel del mar; valores asociados, especialmente, con áreas bajas, mal drenadas, arcillosas y frecuentemente alcalinas (18).

En muchos suelos volcánicos, pero no en todos, se han detectado altos niveles de Mg cambiante. Así, Alvarado, estudiando Andepts dedicados a potreros, encontró un promedio de 2.7 $cmol \cdot kg^{-1}$ (2), mientras

que Martini de Costa Rica, al analizar suelos derivados de materiales de diferentes volcanes del mismo país, obtuvo promedios entre 0.64 y 1.48 cmol.kg^{-1} (13). Por el contrario, suelos altamente meteorizados, o desarrollados sobre sedimentos pobres en bases, contienen muy bajos niveles de Mg cambiante, como los de la Amazonia de Brasil (Cuadro 4.1), con un promedio de solamente 0.17 cmol.kg^{-1} .

Para un grupo de 94 suelos centroamericanos se obtuvo el histograma que se muestra en la Figura 11.3, el que ilustra la distribución de Mg cambiante en ellos. Se observó que aproximadamente la mitad de las muestras (aproximadamente 46%), tiene menos de 2 cmol.kg^{-1} , mientras que el ámbito hasta de 4 cmol.kg^{-1} incluye no menos del 72% de las muestras. Los suelos comprenden valores presentados por Martini y colaboradores (12, 13, 16).

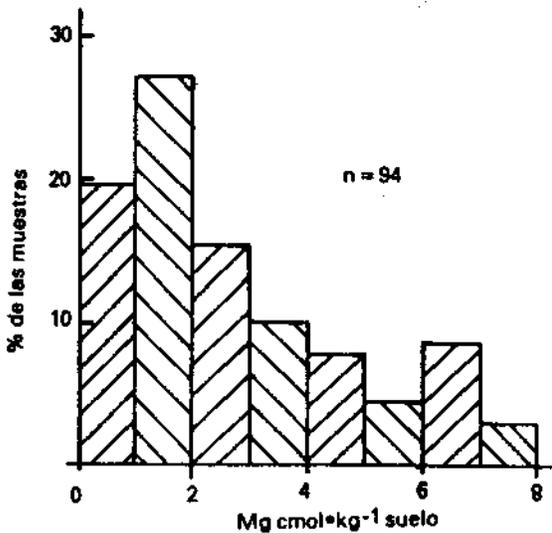


Fig 11. 3. Histograma del magnesio cambiante en 94 suelos de América Central. (Según Fassbender (3)).

El Mg cambiante representa una fracción pequeña del Mg total. Como se ve en el Cuadro 11.4 sobre los suelos de Honduras, el Mg cambiante varía entre 0.7 y 7.5 cmol.kg^{-1} . Para el Mg en la solución del suelo se encontraron valores intermedios entre los del Ca y K. En los mismos suelos de Honduras, éstos variaron entre 0.9 y 13.4 mg.l^{-1} . Comparando los Cuadros 11.3 y 11.4 se observa que es en la solución del suelo donde comúnmente hay más Ca, pero en algunos casos las concentraciones son iguales, como en el suelo Tapatoca.

El ciclo del magnesio

Este se parece, en muchos aspectos, al ciclo del calcio, y se presen-

ta en la Figura 11.4. Las pérdidas de Mg son, en general, menores que las de Ca. Se estima que las cosechas extraen entre 10 y 60 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ y cosecha. Comúnmente, los cereales absorben poco Mg, mientras que las leguminosas requieren cantidades alrededor del límite superior. Las pérdidas por lavado en suelos de Colombia son del orden de una cuarta parte de las pérdidas de Ca (25).

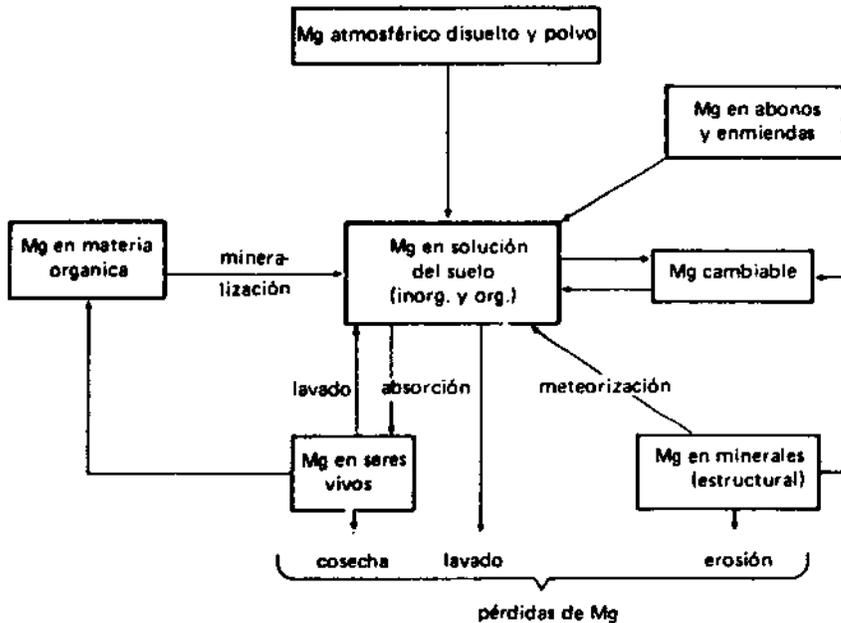


Fig. 11.4. El ciclo del magnesio.

En los suelos ácidos de los trópicos, con frecuencia, se requiere la aplicación de este elemento, especialmente para cultivos como el café, que tienen altas necesidades del mismo. Según Sánchez y colaboradores (22), en Ultisoles cultivados de Amazonia, el P y Mg vuelven deficientes los suelos durante el segundo año; ello debido a sus bajas reservas meteorizables y mineralizables.

RESUMEN

En este capítulo:

- a. Se demuestra que el contenido de Ca y Mg de los suelos, depende del material parental y del grado de meteorización. Los suelos no calcáreos tienen contenidos de Ca y Mg totales que oscilan entre 0.15 y 1.5 % y 0.1 y 1.0 %, respectivamente. Los suelos calcáreos alcanzan valores superiores en más de veinte veces.
- b. Se presenta información sobre las rocas y los minerales primarios y secundarios en los cuales se encuentran Ca y Mg.
- c. Se informa sobre los contenidos de Ca en las diferentes fracciones del elemento en los suelos y acerca de su distribución en los suelos de Centroamérica. Se incluye información paralela a la anterior sobre el Mg, indicando datos para algunos casos de Centroamérica.
- d. Se exponen los ciclos del Ca y Mg, los que son muy similares y parecidos al del potasio, con la diferencia principal de que no existen formas fijadoras de estos elementos. Se realza la importancia de los procesos de erosión en la pérdida de dichos elementos.
- e. Se presentan los equilibrios entre las distintas formas del Ca y del Mg.
- f. Se refiere, brevemente, el papel de estos elementos en los procesos de corrección de los problemas de acidez discutidos previamente.

BIBLIOGRAFIA

1. AHMAD, N.; JONES, R.L. Genesis, chemical properties and mineralogy of Caribbean Grumosols. *Soil Science* 107 (3): 166-174. 1969.
2. ALVARADO, A. Fertilidad de algunos Andepts dedicados a potreros en Costa Rica. *Turrialba* 25 (3): 265-270. 1975.
3. FASSBENDER, H.W. Chemisches Verhalten der Hauptnährstoffe in Böden der Tropen, insbesondere in Lateinamerika. *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 23: 1-182. 1972.
4. FLOCKER, W.J.; FULLER, W.H. Availability of calcium in calcareous soils. *Soil Science Soc. Am. Proc.* 20 (3): 387-391. 1956.
5. FRIED, M.; SHAPIRO, R.E. Soil-plant relationships in ion uptake. *Annual Review of Plant Physiology* 12: 91-112. 1961.
6. GAMMON, JR. N.; BLUE, W.G. Rates of calcium loss and production of clover-grass herbage at four lime levels on Leon fine sand. *Soil Science* 106 (5): 369-373. 1968.
7. GONZALES-BONORINO, F. Introducción a la geoquímica. Monografía, Washington OEA, Serie Química no. 8, 1972. 140 p.
8. GUALDRON, R.; SPAIN, J.M. Calcio y magnesio: ocurrencia y magnitud de los problemas en suelos ácidos. *Suelos Ecuatoriales (Colombia)* 10 (2): 131-146. 1979.
9. HARDY, F. Soils of the IAIAS area. (Mimeo). Turrialba, Costa Rica, IICA, 1961. 76 p.
10. KANEHIRO, Y.; CHANG, A.T. Cation exchange properties of the Hawaiian great soil groups. Honolulu, Hawaii Agr. Exp. Sta. Tech. Bull. no. 31, 1956. 27 p.
11. LAWTON, K. Composición química de los suelos. In Bear, F.E., Ed. *Química del Suelo*. Madrid, Ediciones Interciencia, 1963. pp. 63-100.
12. MARTINI, J.A. Algunas notas sobre el problema del encalado en los suelos del trópico. *Turrialba* 18 (3): 249-256. 1968.
13. ————. Caracterización del estado nutricional de los principales Andosoles de Costa Rica, mediante la técnica del elemento faltante en el invernadero. *Turrialba* 20 (1): 72-84. 1970.
14. MORELLI, M.; IGUE, K.; FUENTES, R. Efecto del encalado en el complejo de cambio y movimiento de Ca y Mg. *Turrialba* 21 (3): 317-322. 1971.
15. MORILLO, M. Evaluación de los recursos edafológicos de la cuenca baja del río Choluteca, Honduras. Tesis M.S. Turrialba, Costa Rica, IICA, 1967. 107 p.
16. PALENCIA, J.A.; MARTINI, J.A. Características morfológicas, físicas y químicas de algunos suelos derivados de cenizas volcánicas en Centroamérica. *Turrialba* 20 (3): 325-332. 1970.
17. POPENOE, H. Some soil cation relationships in areas of shifting cultivation in the humid tropics. 7th. Internl. Congr. Soil Sci, Trans. 2: 203-211. 1960.

18. RAMIREZ, A. Evaluación de la relación calcio/magnesio en suelos del Valle del Cauca. *Suelos Ecuatoriales (Colombia)* 10 (2): 147-155. 1979.
19. RIOS, V.; BORNEMISZA, E.; FASSBENDER, H.W. Movement of Ca, Mn, Sr and W in four Costa Rican soils. *Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk.* 113 (1-2): 124-132. 1972.
20. RITCHEY, K.D.; SILVA, J.E.; COSTA, V.F. Calcium deficiency in clayey B horizons of savanna Oxisols. *Soil Science* 133 (6): 378-388. 1982.
21. SALAS, G. DE LAS; FÖLSTER, H. Bioelement loss on clearing a tropical rain forest. *Turrialba* 26 (2): 179-186. 1976.
22. SANCHEZ, P.A.; VILLACHICA, J.H.; BANDY, D.E. Soil fertility dynamics after clearing a tropical rain forest in Peru. *Soil Science Soc. Am. J.* 47 (6): 1171-1178. 1983.
23. SIMONSON, R.W. Loss of nutrient elements during soil formation. In Engestad, O.P., Ed. *Nutrient mobility in soils: Accumulation and losses*. Madison, Wisconsin, USA, Soil Science Soc. Am. Spec. Publ. no. 4, 1970. pp. 24-45.
24. STEINHARDT, U.; FASSBENDER, H.W. Características y composición química de las lluvias de los Andes Occidentales de Venezuela. *Turrialba* 29 (3): 175-182. 1979.
25. SUAREZ DE CASTRO, F.; RODRIGUEZ, A. Investigaciones sobre la erosión y la conservación de los suelos en Colombia. Bogotá, Fed. Nac. de Cafetaleros de Colombia, 1962. 473 p.
26. VAN BAREN, F.A. The pedological aspects of the reclamation of tropical, and particularly volcanic, soils in humid regions. In *Tropical Soils and Vegetation, Proceedings of the Abidjan Symposium*, Abidjan, UNESCO, 1959. pp. 65-67.
27. VIEIRA, L. Ocorrencia e forma do fósforo em solos da Amazonia, Brasil. Tesis M.S. Turrialba, Costa Rica, IICA, 1967. p. 110.

CAPITULO 12

ELEMENTOS MENORES U OLIGOELEMENTOS

CARACTERISTICAS GENERALES

Se acostumbra llamar elementos menores u oligoelementos a aquellos que se requieren en cantidades muy pequeñas para el crecimiento de las plantas; los ejemplos son: B, Cl, Cu, Fe, Mn, Mo y Zn, los cuales van a ser discutidos en este capítulo. Los seres vivos contienen pequeñas cantidades de muchos otros elementos no necesarios y de algunos que, incluso son dañinos.

Los oligoelementos son requeridos en cantidades definidas entre límites bastante estrechos, sobre los cuales resultan tóxicos. Estos niveles tóxicos parecen ser independientes de las condiciones ecológicas en que crecen las plantas (4).

Las variedades y especies de las plantas tienen una considerable influencia sobre su contenido de oligoelementos. Se sabe que un faltante de estos elementos causa, a menudo, daños internos, deformidad en los frutos y colores alterados de los mismos, de tal manera que frecuentemente afectan su calidad.

La Ley del Mínimo de Liebig es tan válida para los oligoelementos como para los otros elementos esenciales que las plantas necesitan en mayores cantidades. Como resultado de esto, un faltante de un oligoelemento reduce la producción, pero la corrección del problema la hace volver rápidamente a sus niveles normales, como se observa en la Figura 12.1.

Los materiales constitutivos de los suelos determinan, en grado importante, los contenidos de sus elementos menores, particularmente en los casos de los suelos relativamente poco desarrollados. En el caso de los suelos muy meteorizados, como por ejemplo los Oxisoles, se ha producido una fuerte pérdida de estos nutrimentos; de ahí que su contenido sea comúnmente insuficiente para el crecimiento de las plantas (77) e independiente de los materiales formadores.

La mineralización de la materia orgánica es una fuente importante de oligoelementos en los suelos, al igual que el uso de los plaguicidas lo

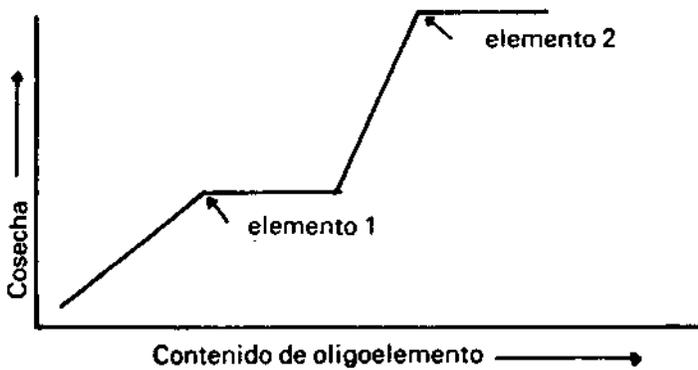


Fig.12.1. Contenido de oligoelementos.

que, incluso, puede conducir a fuertes excesos de estos elementos (19, 20).

Los elementos B, Cl y Mo en los suelos, se presentan como aniones, y sus comportamientos tienen ciertas analogías; mientras que el Cu, Zn, Mn y Fe se presentan, en la solución del suelo, como cationes y en complejos quelatados, pudiendo ser absorbidos en ambas formas por las plantas. Muchos de estos cationes forman parte de los procesos enzimáticos en las plantas y animales.

Existen, y son agrícolamente importantes, algunos oligoelementos no esenciales para las plantas, pero que sí lo son para los animales, como el Se, F, Co e I , los que los herbívoros deben derivar de las plantas que consumen.

OLIGOELEMENTOS ANIONICOS

Este grupo incluye los elementos boro, molibdeno y cloro. Aunque el Mo es un metaloide, se incluye aquí en virtud del hecho de que en los suelos se presenta, en general, como el átomo central del anión molibdato, cuyo comportamiento se parece al del borato.

Generalmente, el cloro se encuentra en suelos en la forma de ión cloruro, el cual comúnmente no limita la producción por deficiencia, sino que a veces lo hace por exceso; información reciente indica deficiencia de este elemento en condiciones tropicales y templadas (82).

El boro

El boro presente en los suelos proviene de las rocas ígneas y de sedimentos marinos, con una distribución bastante desigual. En rocas ígneas ácidas se han encontrado valores hasta de $60 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ de B; en las rocas básicas, las que más bien son pobres en B, se han hallado no más de unos $10 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Minerales con niveles bajos de B pueden resultar en suelos deficientes, como lo observaron Garavito y León (29) en el Valle del Cauca en

Colombia. El agua de mar contiene, como promedio, cuatro a $6 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ del elemento y, en consecuencia, los depósitos de origen marino son relativamente ricos en B, con algunas arcillas que contienen hasta $200 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$. Varios investigadores indican límites de uno a $200 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ de boro total en los suelos; los valores son superiores en regiones secas y se acercan al mínimo en suelos muy antiguos y lavados (42). En regiones áridas (77), la concentración de boro alcanza niveles muy altos, del orden de $1\,000 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$, lo que puede resultar en niveles solubles elevados que causan problemas en los cultivos (93).

El mineral más importante del boro en los suelos es la turmalina, la cual se encuentra en ellos gracias a su resistencia a la meteorización.

El boro orgánico es una fracción importante del boro total y en general, los suelos superficiales con más materia orgánica contienen más B que los subsuelos como lo observó Weir en Jamacia (92).

El boro soluble, según Berger y Pratt, varía entre 0.05 y $5 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ en las capas superficiales de los suelos de regiones húmedas y consiste en ácido bórico, boratos y compuestos orgánicos solubles que contienen el elemento (7). Hodgson amplía el límite hasta $10 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ (42). El boro disponible está sujeto a procesos de adsorción por el complejo coloidal del suelo. Según Evans y Sparks, menos del 5% del B total en los suelos se encuentra, en general, disponible para las plantas, lo que hace frecuente la falta de este elemento (22).

Los factores que más influyen sobre la disponibilidad del elemento son: la textura, el pH y la humedad del suelo.

Adsorción de boro

Se cree que las formas de adsorción se deben principalmente a:

- Coberturas de compuestos de Al y Fe sobre minerales de arcilla (39, 78).
- Óxidos y óxidos hidratados de Fe y Al.
- Minerales de arcilla, particularmente de tipo micáceo (78).
- Capas de hidróxido de magnesio que existen en la superficie de minerales ferromagnesianos (64).

Los procesos de adsorción dependen del pH, que disminuye en el medio ácido, como lo ilustra la Figura 12.2, donde también se observa el efecto de los diferentes suelos.

Según Elrashidi y O'Conner (21), la isoterma de Freundlich representa bien tanto la adsorción como la desorción del B. Estos autores encontraron que tres propiedades de suelos: el porcentaje de C orgánico, la superficie específica del suelo y el porcentaje de Fe_2O_3 , lograron explicar el 98% de la adsorción.

De acuerdo con Hingston, la substancia adsorbida puede ser tanto el ión borato como el ácido no disociado. También es posible que se adsorban complejos orgánicos del boro, que se precipiten boratos poco solubles de Al, o que el borato se integre al retículo cristalino de las arcillas (41). Las diferentes formas participantes en las reacciones, explican la gran variación de las mismas.

Entre las prácticas agrícolas, la que más influye sobre la adsorción

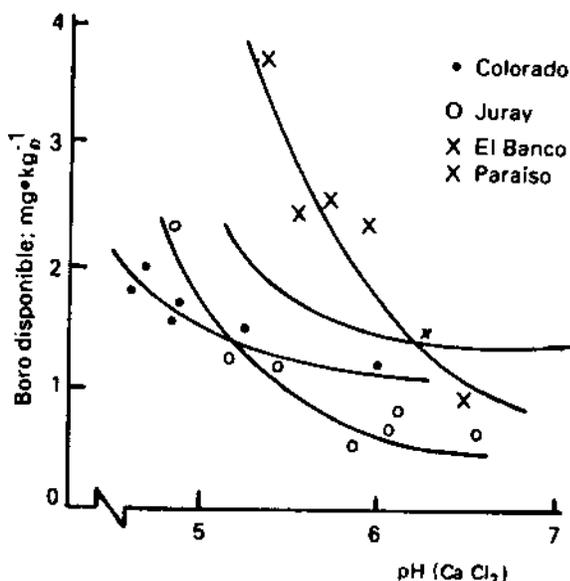


Fig. 12.2. Efecto del pH sobre el boro disponible. (Según Rímolo (65)).

del B es el encalado, como se observa en la Figura 12.3 en relación con tres suelos bastante diferentes de la vertiente Atlántica de Costa Rica. Esto evidencia el apreciable aumento de la adsorción del B con el encalado, lo que explica porque el mismo puede conducir a deficiencias del elemento. La reducción en la disponibilidad del B como resultado del encalado, ha sido observada por Scott (72) en diversos suelos. Este investigador encontró que tanto el encalado como la reducción de la humedad del suelo aumentan la adsorción y reducen la difusión del B en el suelo.

La extracción del B.

El boro disponible se determina extrayéndolo con agua caliente, según la técnica de Berger y Truog (6), o con intercambiadores de aniones (64). Los problemas de deficiencia de B se pueden corregir mediante aplicaciones al suelo o foliares. Resultados de Silva y Vicente-Chandler de Puerto Rico demuestran que el uso de abonos de elementos menores puede ser muy rentable (76). El B extraíble con agua caliente, frecuentemente correlaciona bien con los niveles foliares del elemento, como lo observaron Ryan y Berger en muchos cultivos, como trigo, maíz, bananos, naranjas y otros (68). Los suelos estudiados eran calcáreos.

El molibdeno

Este elemento es, entre los oligoelementos, el más escaso en la naturaleza. En las rocas ígneas, su contenido promedio es de uno a 2 mg·kg⁻¹ y en el suelo, según Mitchell (57), su contenido total varía de 0.2 a 5 mg·kg⁻¹. En suelos volcánicos de Hawaii se informa sobre conte-

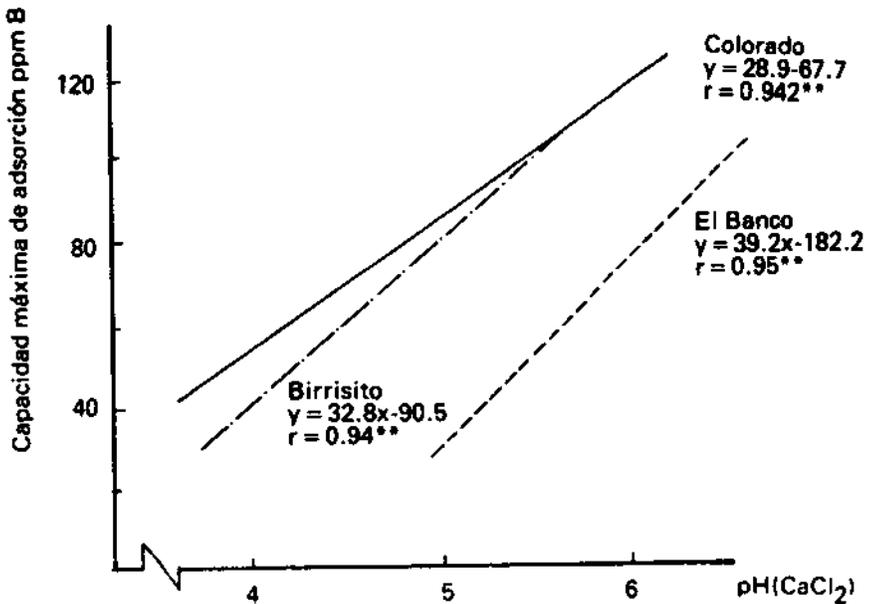


Fig.12.3. Efecto del encalado sobre la capacidad máxima de adsorción del boro (Rímolo (65)).

nidos hasta de $30 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ (28), mientras que para la región de Pasto, Colombia, la cantidad encontrada no pasa de $2.5 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ (10). Los suelos muy antiguos, como los de los Campos Cerrados de Brasil (27), son comúnmente bajos en Mo. Un buen resumen sobre molibdeno en suelos y plantas ha sido presentado por Gupta y Lipsett (36).

En condiciones oxidantes de los suelos, el elemento se presenta como el anión MoO_4^{2-} . Una parte del Mo se encuentra asociada con la materia orgánica.

Adsorción del molibdeno

La adsorción del Mo muestra similitud con la del boro, excepto que la disponibilidad que refleja la solubilidad del elemento aumenta con el pH. De esta manera con cierta frecuencia, un encalado resuelve problemas de molibdeno, de igual manera como lo hace el uso de algunas fuentes de fosfatos que contienen impurezas de Mo que pueden corregir su deficiencia, como se ha observado en suelos recientes de Chile (32).

En general, la adsorción de Mo aumenta con la acidez de los suelos. En diferentes materiales se encontró el siguiente orden: hidróxidos de Fe > hidróxidos de Al > haloisita > nontronita > caolinita (45).

En suelos de Chile se encontró que, en adición a los factores anteriores, el alofán y el sílice amorfo en los suelos también correlacionan con

la adsorción, mientras que la materia orgánica no presenta esta relación (32).

Extracción y disponibilidad del Mo

La determinación del Mo disponible para las plantas se realiza similarmente a la del boro, extrayéndolo con agua caliente, como lo recomiendan Lowe y Massey (52), o con una resina de intercambio aniónico (8). En suelos neutros, Ahmed *et al.* (1) encontraron que el reactivo de Grigg (oxalato de amonio ácido) indicaba mejor el nivel de Mo para el arroz, en comparación con varios otros extractores ensayados.

Los suelos con pH alto, los recientes y los con abundante materia orgánica, suelen tener suficiente molibdeno, mientras que los suelos antiguos, muy meteorizados, Oxisoles, son frecuentemente deficientes, de modo similar a los muy arenosos (19).

El molibdeno es un anión fuertemente retenido por el suelo. Sin embargo, la aplicación de fosfatos, probablemente más fuertemente retenidos, aumenta su disponibilidad. Se ha observado, por el contrario, que el uso de sulfatos reduce el aprovechamiento (36).

En el transcurso del depósito de capas de sesquióxidos de Al y Fe, con cierta frecuencia ocurre la coprecipitación de compuestos de molibdeno. Esto puede inmovilizar una parte importante de molibdeno en suelos y llevar a deficiencias, como se observa en el Estado de Florida (EE.UU.), Australia, Nueva Zelandia y en el centro de Brasil (27).

La mineralización de la materia orgánica, también es una fuente de molibdeno soluble.

Los niveles de toxicidad del molibdeno son bajos para el ganado (36), habiéndose observado que los pastos pueden acumular niveles excesivos del elemento en Ultisoles abonados, como lo comprobaron Hawes, Simms y Wells (40).

El cloro

Este elemento está muy difundido en la naturaleza y, por ello, ha sido difícil establecer su esencialidad. Las pocas deficiencias del mismo se han encontrado en regiones con suelos muy lavados, como en Africa Occidental, donde Taffin y Quencez (82) y otros autores identificaron respuestas al abonamiento con cloruro en cocoteros y palmas aceiteras.

El elemento Cl se presenta en los suelos como cloruro; así, es fácilmente lavado, excepto en los suelos alofánicos que retienen varios miliequivalentes de Cl^- por cada 100 g de suelo, especialmente con pH bajos donde las cargas variables aumentan. Gebhardt y Coleman (30) informan de una adsorción por un suelo mejicano, de más de $30 \text{ cmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ con niveles de pH inferiores de cuatro. La retención de este Cl^- adsorbido no es muy fuerte. Estos autores encontraron la mayor adsorción en Dystrandeps ($7\text{-}30 \text{ cmol} \cdot \text{kg}^{-1}$), menos en Hydrandeps ($16\text{-}18 \text{ cmol} \cdot \text{kg}^{-1}$) y valores de $2\text{-}4 \text{ cmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ para otros suelos ácidos tropicales. Se observó también (84) que en materiales caoliniticos, la adsorción aumenta con el porcentaje de hierro retenido por el mineral y con la acidez del medio.

Las plantas absorben diferentes cantidades de Cl^- , según la cantidad disponible (77).

En los suelos salinos puede ocurrir una toxicidad por cloruro, lo que también puede resultar debido al riego con aguas lavadas en contenido de este anión. La tolerancia de distintas plantas al Cl^- es muy variable (77); este aspecto se discutió en el Capítulo Sexto.

Las lluvias pueden ser fuente de cantidades apreciables de Cl^- , como lo encontraron Steinhart y Fassbender (80) en los Andes Occidentales de Venezuela, donde a más de 100 km del lago de Maracaibo y de la zona petrolera, se comprobó que las lluvias contenían $59.4 \text{ kg Cl}^- \cdot \text{ha}^{-1}$ por año.

OLIGOELEMENTOS CATIONICOS

Todos los elementos se presentan en el suelo, con la valencia de II, aunque en aquellos con un ambiente oxidante, el manganeso actúa con una valencia de III y especialmente de IV; el hierro, predominantemente con III.

Al grupo de oligoelementos catiónicos pertenecen el hierro, el manganeso y el zinc, los que se caracterizan por una solubilidad fuertemente influida por el pH del suelo; a estos se agrega el Cu, cuya solubilidad es poco afectada por el pH.

Todos estos elementos forman complejos más o menos solubles que regulan, en un alto grado, su comportamiento en los suelos.

Las rocas y minerales son una fuente muy importante de los elementos menores catiónicos, aunque ellos se presentan en cantidades muy variables. La Figura 12.4 muestra el contenido de 22 elementos en los suelos, según Mitchell (57). En la citada Figura no aparece el Fe, cuya contribución puede alcanzar un alto porcentaje.

En el Cuadro 12.1 se presenta una serie de minerales importantes del suelo, cuya susceptibilidad a la meteorización decrece de arriba hacia abajo en el mismo. Se observa en este Cuadro que los cuatro primeros minerales son fuentes apreciables tanto de Mn y Zn como de Cu.

También se sabe que los minerales de arcilla pueden ser fuentes de oligoelementos. Especialmente importante es el papel del Fe, el que sustituye en forma isomórfica al Al en arcillas como la montmorillonita.

Una representación de las ideas de Mattigod y colaboradores (54) se encuentra en la Figura 12.5, la que resume los procesos que controlan las transformaciones de oligoelementos catiónicos en suelos.

Este esquema permite observar, de manera global, las reacciones en las fases líquida, sólida y gaseosa del suelo. Estas reacciones y sus velocidades y direcciones controlan las concentraciones de los metales en las diversas partes del sistema y, de ese modo, el comportamiento de los oligoelementos en suelos.

Evidentemente, como Lisk (51) lo presenta en detalle, no solamente los componentes naturales, sino también las sustancias involucradas en el manejo de suelos son de importancia aquí. Es necesario mencionar el papel de los abonos, los que con cierta frecuencia contienen elementos menores como impurezas; tal es el caso de algunos fosfatos que poseen molibdeno. Igual relevancia presentan los plaguicidas, ya que su contenido de Mn, Zn, Fe y Cu puede introducir cantidades beneficiosas y aún excesivas de micronutrientes (20).

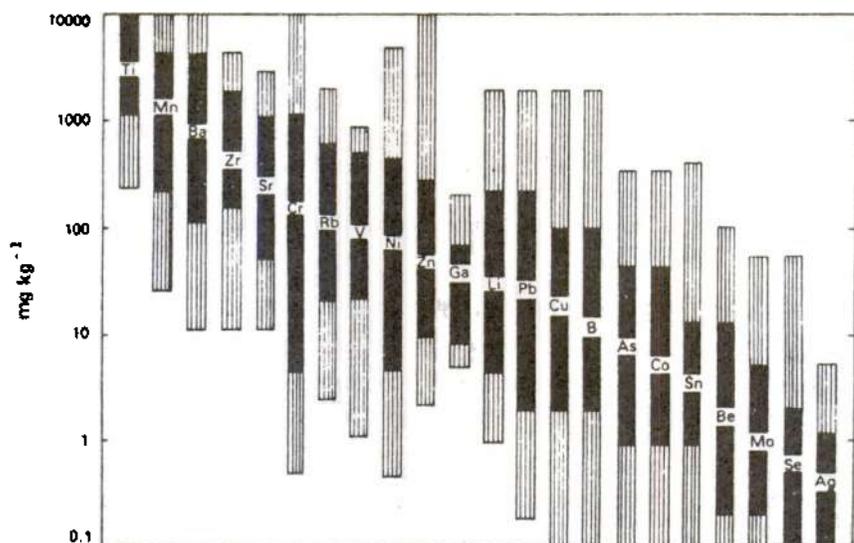


Fig 12.4. Contenido de elementos menores en los suelos
(Según Mitchell (57)).

Cuadro 12.1. Elementos menores asociados con diferentes minerales primarios del suelo. (Adaptado de Mitchell (57)).

Mineral primario	Elementos principales	Elementos accesorios
Olivino	Mg, Fe, Si	Ni, Co, Mn, Li, Zn, Cu, Mo
Hornblenda	Mg, Fe, Ca, Al, Si	Ni, Co, Mn, Sc, Li, Zn, Cu, Ga, V
Augita	Ca, Mg, Al, Si	Ni, Co, Mn, Sc, Li, V, Zn, Pb, Cu, Ga
Biotita	K, Mg, Fe, Al, Si	Rb, Ba, Ni, Co, Sc, Li, Mn, V, Zn, Cu, Ga
Apatita	Ca, P, F	Pb, Sr
Anortita	Ca, Al, Si	Sr, Cu, Ga, Mn
Andesina	Ca, Na, Al, Si	Sr, Cu, Ga, Mn
Oligoclasa	Na, Ca, Al, Si	Cu, Ga
Albita	Na, Al, Si	Cu, Ga
Ortoclasa	K, Al, Si	Rb, Ba, Sr, Cu, Ga
Muscovita	K, Al, Si	F, Rb, Ba, Sr, Ga, V
Imenita	Fe, Ti	Co, Ni, Cr, V
Magnetita	Fe	Zn, Co, Ni, Cr, V
Turmalina	Ca, Mg, Fe, B, Al, Si	Li, F, Ga

Las plantas presentes, agrícolas o naturales, y las condiciones en que se encuentran, también tienen una influencia apreciable al extraer y devolver elementos al sistema.

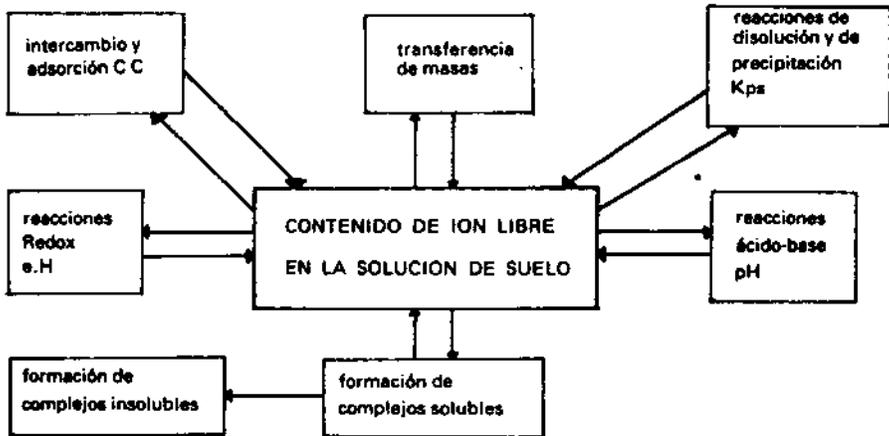


Fig. 12.5. Esquema de procesos que regulan las transformaciones de oligoelementos catiónicos en los suelos. (Según Mattigod *et. al.*, modificado (54)).

El hierro

Este elemento corresponde a un caso especial, ya que es el cuarto elemento más abundante en la corteza terrestre superior. Su posición de elemento absorbido en cantidades pequeñas, se debe a la muy escasa solubilidad de la gran mayoría de sus compuestos en el estado trivalente, que es en el que se presenta en suelos bien aireados. Tanto los procesos redox como los de ácido-base influyen muy fuertemente sobre los niveles solubles de este elemento.

La presencia de hierro en los suelos

El hierro es un componente importante tanto de silicatos primarios como de minerales de arcilla. Sus compuestos principales son óxidos e hidróxidos, frecuentemente hidratados y, por lo común, finamente divididos en los suelos, donde tienen un papel decisivo en la coloración de los mismos.

El óxido de hierro más corriente es la goetita ($\alpha\text{-FeOOH}$), de color amarillo parduzco. Este mineral se forma cuando el hierro se libera por procesos lentos, como es la meteorización de minerales primarios. Otro óxido común es la hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) de color rojo sangre. Este se forma con mayores temperaturas del suelo.

La lepidocrocita ($\gamma\text{-Fe OOH}$), de color naranja, es menos corriente, pero se presenta en suelos arcillosos, húmedos y libres de carbonatos. Se origina en la oxidación de sales de Fe II.

La maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) es la forma magnética del mineral. Tiene color pardo rojizo y se acumula en suelos meteorizados.

Se conoce también en los suelos a la ferrihidrita ($5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$), mal cristalizada, que se forma cuando el Fe (III) se precipita muy rápidamente, como en los canales de drenaje.

Según Oades (59), la fracción inorgánica del Fe total en los suelos, se debe dividir en: el hierro en minerales primarios y el hierro en minerales secundarios.

Investigaciones modernas resaltan la importancia del Fe en la fracción orgánica del suelo, confirmando al autor antes mencionado, quien hace ya más de 20 años indicaba que el Fe en la fracción orgánica puede alcanzar un tercio del Fe total (59).

Entre los minerales primarios, los silicatos ferromagnesianos son la fuente principal de Fe; se trata de compuestos de reducida resistencia a la meteorización, como se observa en el Cuadro 12.1, y por ello son fuentes de Fe que se solubiliza en este proceso.

La fracción coloidal de los óxidos de Fe en los suelos caoliníticos se deposita en la superficie de estas arcillas y contribuye a su agregación. Los diferentes minerales de hierro pueden formar agregados y concreciones.

Los óxidos de hierro II y III, con o sin hidratación, forman una parte importante del suelo y se presentan bajo cuatro formas:

- Concreciones de óxidos de hierro solo o con otros elementos, principalmente el Mn, especialmente en suelos de meteorización avanzada, como Oxisoles.
- Depósitos iluviales, en los horizontes B de suelos.
- Corazas o capas lateríticas, en Oxisoles.
- Óxidos de Fe coloidales, ampliamente divididos en la fracción de arcilla, principalmente en suelos viejos, como Ultisoles y Oxisoles, a los cuales dan su color.

El hierro activo, o hierro libre en los suelos, representa una fracción de él, la que aunque con frecuencia se determina, no corresponde con una categoría química claramente definida del elemento. Para su cuantificación se usan diferentes soluciones reductoras que extraen compuestos bien cristalizados y amorfos. Con alguna regularidad se han encontrado correlaciones entre las propiedades físicas y químicas de los suelos y su contenido de Fe libre (59); la correlación entre hierro libre y la inmovilización de fosfatos en suelos de Australia, representa un buen ejemplo. Una amplia fracción de este "hierro libre" se encuentra asociado con las superficies de las arcillas.

Disponibilidad de hierro

La determinación del Fe disponible es difícil, debido a que son muchos los procesos que influyen sobre esta propiedad, y particularmente porque el uso del Fe del suelo es controlado por factores genéticos (17). En el caso del arroz se ha demostrado, en condiciones de pE controlado, que la absorción de Fe depende de la concentración de la forma disuelta en el medio (70). Según Gotoh y Patrick (33), la disponibilidad de Fe es favorecida tanto por la reducción de pH como por la del potencial redox (e.H).

Existe una estrecha relación entre los niveles de Fe y Mn presentes: si en los suelos existen elevados niveles de Mn con valencias altas, éstos oxidan el Fe II a Fe III, reduciendo su disponibilidad (3).

El manganeso

El manganeso en los suelos.

El contenido de las diferentes fracciones de Mn en los suelos, es muy variable. Se encuentra en forma de distintos óxidos y óxidos hidratados, como parte de silicatos y como carbonatos. De acuerdo con McKenzie, los tres minerales más comunes del Mn son: la birnesita, la litioforita y la hollandita, los cuales se presentan como capas sobre partículas de suelos y como depósitos en el suelo (56).

Con frecuencia los óxidos e hidróxidos se presentan juntos, con formas análogas de hierro. Entre los factores que se han observado como influyentes sobre los niveles de Mn, se pueden mencionar: la textura fina y el contenido de materia orgánica; estos, según Shuman, inciden positivamente (75). En suelos jóvenes, la roca madre es muy importante como se puede constatar en el Cuadro 12.2 para el caso de Jamaica (92).

Cuadro 12.2. Contenido de Mn en algunos suelos latinoamericanos y del Caribe.

Región	Mn total	Mn extraíble mg·kg ⁻¹	Mn reducible	Referencia
Pacífico de Nicaragua	510-1 253	0.1-13		Blasco y Soto (11)
Pacífico Sur		traza-69	38-1 831	Flores <i>et al.</i> (25)
Costa Rica				
Cuenca		< 8		Zusevics y La
Orinoco				Breque (94)
Centroamérica		1-184	12-1 000	Fassbender y Roldán (24)
Jamaica calcáreo	175-950	25-200		Weir (92)
roca ígnea	125-385	15- 43		Weir (92)

Las formas de Mn estables en los suelos son: la divalente, que es soluble, y la tetravalente, que forma derivados poco solubles. En condiciones corrientes (oxidantes), el Mn III no es estable y se descompone según la reacción:



Existen equilibrios entre las diferentes formas de Mn, como se ve en la Figura 12.6. Se sabe que condiciones ácidas y reductoras fomentan la reacción siguiente:



lo que resulta en la formación de Mn (II), soluble y disponible. La Figura 12.6 representa 62 suelos de Centroamérica y confirma e ilustra la interrelación entre el Mn cambiante y el pH de los suelos. Se sabe que

una acidificación excesiva de los suelos, como la que resulta de altos niveles de abonamiento nitrogenado en suelos de baja capacidad tampón, puede resultar en una fuerte acidificación de los mismos, lo cual, en presencia de materia orgánica, crea las condiciones de la reacción previa, pudiendo conducir a niveles tóxicos de Mn, como se observó en Puerto Rico (90).

El ciclo del manganeso en los suelos

Este sistema —Figura 12.7— centrado en el Mn que está en la solución del suelo, se caracteriza por ser muy dinámico. Así, se sabe que muchos factores reducen el Mn III y el Mn IV, como por ejemplo la adición de Fe II, la que, como se observó en Hawaii, reduce los óxidos de Mn con valencias superiores, oxidándose al mismo tiempo (3). La oxidación del Mn también puede ser microbiana, como lo demostraron Ross y Barlett (66). La concentración de Mn en la solución es baja, con frecuencia inferior que $5 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$, según Fassbender y Roldán (24). De acuerdo

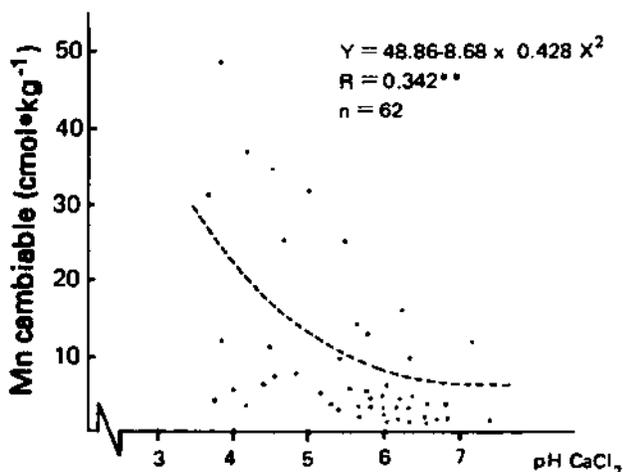


Fig. 12.6. Relación entre el manganeso cambiante y el pH del suelo (24).

con los mismos autores, se encuentran correlaciones entre diferentes propiedades del suelo y varias formas de Mn. Así, en Centroamérica se determinaron correlaciones entre:

- Mn cambiante y el pH del suelo.
- Mn fácilmente reducible y el contenido de arcilla.
- Mn soluble en agua y el contenido de materia orgánica.

Estudios recientes de McBride han demostrado que la unión entre Mn y compuestos orgánicos en el suelo puede presentar una considera-

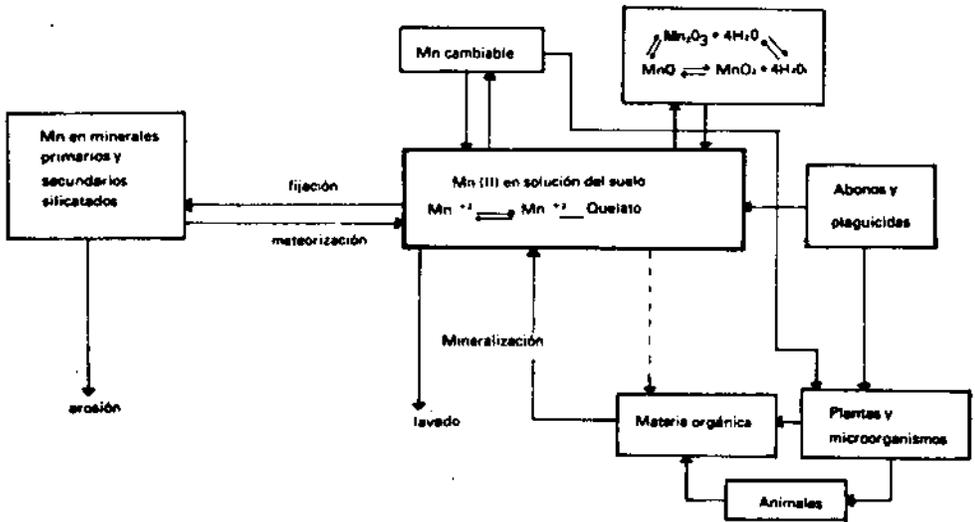


Fig. 12.7. El ciclo del Mn en suelos.

ble variación, dependiendo fuertemente del pH del medio y del tipo de sustancia orgánica presente en el suelo (55).

También se han observado diferencias entre los minerales de arcilla en cuanto a la habilidad para fijar Mn; se ha constatado mayor capacidad en los minerales 2:1 y una baja fijación en el caso de la caolinita (63).

Manganeso disponible para plantas

Debido a la gran complejidad de la química del Mn en los suelos y a los diversos procesos de absorción por las plantas, se cree que solamente una consideración general de las propiedades de los suelos y las plantas puede explicar la disponibilidad del elemento. En este sentido son de particular importancia las propiedades de la rizosfera, como lo observaron Godo y Reisenauer (31). La acción del Mn aplicado al suelo tiene efecto residual, como lo demostraron experimentos de Salcedo y Ellis (69). En suelos calcáreos, la disponibilidad del elemento es, más que todo, regulada por el carbonato de Mn, llamado rodocrocita; la actividad del elemento en la solución del suelo está estrechamente correlacionada con su absorción por el arroz (71).

Se ha observado el hecho curioso de que en el caso del tabaco, en condiciones de Carolina del Norte, la temperatura del medio ambiente influyó apreciablemente en los niveles de toxicidad del Mn, dejando ver una mayor tolerancia a mayores temperaturas (67). Se conoce, también, que las propiedades generales de los suelos —como su pH, textura o contenido de materia orgánica— tienen mayor influencia sobre los niveles de Mn en los suelos, en comparación con la que ejercen las can-

tidades añadidas de este elemento, como lo demostraron Shuman y Anderson (74).

En suelos volcánicos del sur de Colombia, se constató que el contenido de los componentes amorfos y de materia orgánica correlacionan negativa y significativamente con el contenido de Mn en los suelos (35). En general se observa que la estimación adecuada de esta categoría es compleja, debido tanto a aspectos propios de los suelos como de las plantas.

El zinc

La química del Zn en los suelos

El Zn total, según Swain, varía entre 10 y 300 $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ (81). En Andosoles de Costa Rica se observaron niveles de 10 a 100 $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ (13), mientras que en suelos volcánicos recientes y poco lavados de Nicaragua se encontraron cantidades superiores, entre 252 y 615 $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ (11).

Se sabe que una proporción apreciable del Zn en el suelo, se encuentra en la fracción arcilla; así es poco sorprendente que los suelos arcillosos tengan, frecuentemente, contenidos más altos de este elemento (75). Este Zn puede estar incluso dentro de la estructura de las arcillas, sustituyendo isomórficamente al Al o al Mg, dado su tamaño similar. Una correlación entre Zn extraíble y la fracción de arcilla, en suelos de Nigeria, ha sido observada por Udo y Fagbami (86).

La cantidad fijada de Zn varía según las arcillas; por ejemplo, Reddy y Perkins observaron una fijación muy superior por parte de las arcillas 2:1, en comparación con la ejercida por la caolinita (63).

La fracción orgánica también es sede de una apreciable parte del Zn total. Esta, incluso, puede inmovilizar parte del Zn, cuando se aplican cantidades fuertes de abonos verdes en suelos bajos en Zn disponible (79). Los resultados obtenidos por Weir (92) en suelos de Jamaica, donde en 30 sitios (en un total de 31) se encontró más Zn en los suelos superficiales que en los subsuelos, confirman lo anterior.

La adsorción de Zn por los suelos

Este elemento posee una limitada movilidad en los suelos. Así se sabe que el carbonato de calcio en el medio, tiene una gran afinidad por el Zn, lo que lo hace causante de una reducción fuerte en su disponibilidad, como se demostró por ejemplo, en suelos de Egipto (Osman *et al.* (60).

Las arcillas adsorben el Zn y, por ello, tienen alto contenido de esta fracción, como ya se vio anteriormente (73, 75, 94).

Kordi y Donner observaron que la adsorción de Zn puede ser representada con la isoterma de Freundlich, pero no con la de Langmuir; también constataron que la adsorción del elemento resulta en la solubilización de H^+ y Mn^{2+} . Estos mismos autores encontraron que la adsorción de Cu reduce considerablemente la del Zn (46).

El Zn disponible para plantas en los suelos

Esta categoría incluye fracciones pequeñas, como la que es soluble

en agua, es intercambiable y es parte de la fracción en quelatos. El Cuadro 12.3 muestra ámbitos de Zn disponible. Como se puede ver en ese cuadro, los niveles del elemento observados en muchas regiones son bajos, lo que indica que, con frecuencia el Zn limita la producción agropecuaria.

La disponibilidad del Zn disminuye con el aumento del pH. El carbonato de calcio también reduce fuertemente su disponibilidad, como se vio previamente. El efecto combinado de los dos factores anteriores, fenómeno que se presenta en el caso de un encalado excesivo, comúnmente resulta en deficiencias del elemento.

La disponibilidad del zinc se reduce, como consecuencia de las amplias aplicaciones de abonos fosfatados, los que no inmovilizan este anión, como lo demostraron Takkar y colaboradores en el caso del maíz, un cultivo sensitivo ante bajos niveles de Zn (83). Este problema fue reportado en diferentes tipos de suelos en el Estado de Sao Paulo, Brasil, y corregido por la aplicación de cinco a 10 kg.ha⁻¹ de ZnSO₄ añadidos a los abonos completos usados (43).

Cuadro 12.3. Ámbitos de Zn disponible en suelos de Latinoamérica y el Caribe.

País	Zn (mg·kg ⁻¹)	Referencia
Pacífico Sur, Costa Rica	0.1-6.5	Flores <i>et al.</i> (26)
Pacífico Sur, Nicaragua	7.9-34.9	Blasco y Soto (11)
Jamaica	0 -13	Weir (92)
Colombia	0.3-9.2	Mortvedt (58)
Cuenca del Orinoco Superior	< 1	Zusevics y La Breque (94)

En suelos ácidos, fijadores de fósforo, Guzmán y Bornemisza observaron recientemente, que no ocurre reducción de la disponibilidad del Zn, ni siquiera en los casos de aplicación de altos niveles de fosfato (37).

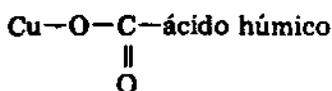
El cobre

La química del cobre en los suelos

En los suelos este elemento se presenta en su estado divalente y entre los límites de dos a 100 mg·kg⁻¹, cuando estos no están contaminados (81). Entre las rocas madres, el basalto se conoce como una buena fuente de Cu, mientras que las calizas son, en general, bajas en el contenido del elemento.

Una fracción considerable del Cu en los suelos, se encuentra unida a la fracción orgánica. Trabajos recientes de Boyd *et al.* (15) realizados con métodos instrumentales avanzados, indican un complejo bien estable entre Cu y ácidos húmicos.

Estos complejos se basan en uniones del tipo:



Esta fracción puede incluir la mayor parte del cobre en el suelo, como Vermaa y Van der Bie (89) lo observaron en suelos volcánicos de Java, Indonesia.

Según Grimme, el Cu en los suelos puede estar presente en una de cuatro fracciones; estas son:

- Cobre orgánico.
- Una fracción extraíble con oxalato de amonio ácido (pH 3.0) que posee una parte orgánica.
- La fracción del Cu que está unida a los óxidos de Fe y Mn en el suelo.
- El Cu en los minerales primarios y secundarios, principalmente silicatos, excluyendo los óxidos de Fe y Mn.

Una propiedad importante del Cu^{+2} es su reducida movilidad, la cual, según Korte y colaboradores (47), es la menor entre los oligo-elementos.

Adsorción de Cu por los suelos

Como ya se dijo, este elemento es el menos móvil entre los oligo-elementos en los suelos. La adsorción puede ser representada por la curva de Langmuir. En general, los suelos con pH alto retienen mejor el elemento que los suelos ácidos (18); el elemento retenido es extraíble con HCl 0.01 normal, lo que explica los fracasos en los intentos de controlar casos de toxicidad de Cu por encalado (38).

En suelos de Punjab, India, se vio que los factores pH del suelo, su contenido de carbonatos, su CIC, su contenido de arcilla y de materia orgánica, eran los factores que influían la adsorción de Cu, con la materia orgánica como factor principal (61).

Boon (12) estudió la adsorción de este elemento en suelos de Jusepín, Venezuela, y observó que la representación más adecuada se obtenía por medio de las ecuaciones de Freundlich o de Temkin. Encontró, también, una correlación positiva entre la materia orgánica presente y la adsorción.

En suelos de Nigeria se observó que los suelos superficiales adsorbieron más Cu que los subsuelos, lo que es fácil de comprender si se tiene presente su mayor contenido de materia orgánica (87). La correlación entre la adsorción de Cu y la materia orgánica, también fue observada por Boon en Venezuela (12).

La fuerte adsorción del elemento puede conducir a la acumulación del mismo en la capa superior del suelo, como lo informan Cordero y Ramírez en estudios sobre el sur de Costa Rica, donde el uso intensivo de fungicidas cúpricos (hasta $100 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$) resultaron en niveles

máximos de más de $1\,000\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ en los 5 cm superiores del suelo. Con mayores profundidades (> 30 cm), comúnmente sólo se encuentran unos 30 a $50\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ niveles que no causan problemas (20).

El Cu adsorbido, a pesar de una inmovilización aparente, permanece disponible en proporción apreciable para las plantas; posiblemente en forma de complejos orgánicos, de acuerdo con Jacintho y colaboradores (44).

El Cu disponible para las plantas

La cantidad de Cu disponible para las plantas varía ampliamente entre diferentes regiones, como se observa en el Cuadro 12.4. Zonas muy húmedas, como la Orinoquia, se caracterizan por niveles muy bajos, mientras que regiones como el Pacífico de Nicaragua, con clima seco y suelos recientes, tienen con cierta frecuencia niveles relativamente altos. Los suelos de textura muy gruesa y los derivados de rocas muy ácidas presentan, comúnmente, niveles también muy bajos.

Según Martens (53), una parte apreciable del Cu disponible para las plantas está unido a compuestos orgánicos. Información de Lambert *et al.* indica que las micorrizas aumentan la absorción del Cu por muchas plantas. Como aquellas son reducidas en presencia de fosfatos, se cree que en algunos casos la disminución en la adsorción de oligoelementos se debe a menor cantidad de micorrizas (50).

En suelos del sur de Costa Rica se encontraron correlaciones significativas entre el contenido del Cu disponible y la CIC y la fracción fina (limo + arcilla) de los suelos, según informan Flores *et al.* (26).

OLIGOELEMENTOS DE IMPORTANCIA EN LA ALIMENTACION ANIMAL

Los elementos como: cobalto, selenio y yodo son importantes en la nutrición animal, aunque no sean necesarios para las plantas. Sin embargo, para los herbívoros, la principal forma de entrada de estos elementos es por las plantas que consumen, a pesar de que pueden ser añadidos a la sal o nutrimentos animales preparados especialmente. Los trabajos de Scott y de Beeson presentan buenos resúmenes de estos problemas (72, 5).

Cobalto

Aunque este elemento se requiere únicamente en la molécula de la

Cuadro 12.4. Contenido de Cu en suelos no contaminados de Latinoamérica y el Caribe.

Región	Contenido de Cu ($\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$)	Referencia
Valle del Orinoco Superior	0.3	Zusevics y La Breque (94)
Pacífico de Nicaragua	5 -71	Blasco y Soto (11)
Zona cafetalera de Costa Rica	8 -38	Koss <i>et al.</i> (48)
Suelos de Jamaica	0.4-13	Weir (92)

vitamina B¹², su deficiencia causa, con cierta frecuencia, problemas en la producción animal. Su contenido normal en alimentos humanos y animales es de aproximadamente 0.1 a 0.2 mg·kg⁻¹. El contenido del suelo influye sobre su concentración en las plantas, y por ello existen regiones con muy bajas concentraciones. En el sur de los EE.UU. se observó que muchos Aquods, suelos muy intensamente lavados, son deficientes en el elemento (5).

Las bacterias de los nódulos de las leguminosas también requieren Co. En Brasil, Teixeira *et al.* (84) informaron sobre la deficiencia de Co en el Estado de Goias. Tanto ellos como Kubota y Allaway (49) resaltan la dificultad de identificar mediante análisis de suelos, las regiones donde las plantas son deficientes en el elemento. Para el Pacífico de Nicaragua, Blasco y Soto (11) encontraron niveles de Co relativamente altos (Co total = 3.5-28 mg·kg⁻¹; Co extraíble = 0.6-20.3 mg·kg⁻¹).

Yodo

Este elemento se requiere en cantidades pequeñas; así, por ejemplo, en el ganado el contenido promedio de yodo se estima en 0.1 mg·kg⁻¹.

Los alimentos lo tienen en contenidos variables; en la harina de pescado existe hasta 1 mg·kg⁻¹, debido al alto contenido de I en el agua de mar. La melaza es otra buena fuente de I, según Scott (72). Mientras que en los seres humanos la deficiencia de I es un problema importante, lo que se combate agregando el elemento a la sal de cocina (NaCl), en los animales no es común.

Los problemas de I resultan de la interacción de una serie de factores ambientales que no se puede identificar por el momento, según lo han analizado Kubota y Allaway (49).

Selenio

Este elemento es esencial para los animales y presenta problemas tanto de deficiencia como de toxicidad. Esta última fue identificada en Colombia, en los departamentos de Boyacá y Leiva, donde las muestras contenían hasta 7 mg·kg⁻¹ de Se en los suelos (2), lo que daba como resultado una producción de plantas tóxicas para los animales.

En los EE.UU. se observó que todos los suelos altos en contenido de este elemento, eran neutros o alcalinos y que con frecuencia contenían CaCO₃ o CaSO₄ libres. El origen de las rocas madres de los suelos altos en Se es importante, pero se vio que en condiciones de suelos fuertemente ácidos, aun las rocas seleníferas no producen toxicidad.

Derivados de Fe (III) con el Se, parecen ser poco solubles y no resultan tóxicos. Existen plantas acumuladoras de Se, las cuales, en condiciones de pH altos en los suelos, concentran este elemento en niveles que pueden ser fuertemente perjudiciales para los animales que se nutren de ellas.

Las regiones con deficiencia de Se involucran zonas húmedas y, con frecuencia, suelos de textura gruesa como los Quartzipsamments. En general, suelos con capas de caliza, tienen niveles adecuados o altos de este elemento.

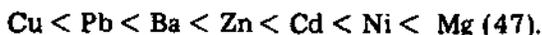
CONTAMINACION DE SUELOS CON ELEMENTOS MENORES

El aumento en la densidad de población ha requerido un progreso en la tecnología, la que, aplicada a la agricultura, resultó en un uso ampliado de productos químicos para la industria y para la misma agricultura. Estas sustancias son utilizadas, a veces, sin las precauciones necesarias y llegan al suelo en concentraciones excesivas. Algunas de ellas son retenidas por los suelos, especialmente por aquellos de gran superficie específica, pudiendo permanecer en ellos por largos períodos. También puede ocurrir que algún elemento esencial llegue al suelo en cantidades excesivas, en las cuales es tóxico para muchas plantas; por ejemplo, por la aplicación inmoderada de fungicidas cúpricos, como fue observado en el Pacífico Sur de Costa Rica (20).

La movilidad es el fenómeno inverso de la retención; la primera, junto con la estabilidad química y biológica del producto y de sus eventuales residuos, influye sobre los problemas de contaminación.

Se ha observado que las sustancias en la superficie de los suelos son afectadas por las pérdidas gaseosas y la descomposición fotoquímica, o trasladadas como sólidos por la erosión, o escorrentía, como lo ilustra la Figura 12.8. En el suelo pueden ser disueltas, adsorbidas, perdidas por lavado, degradadas o absorbidas por las plantas. Como ejemplo se puede citar que en Ultisoles y Andosoles no ocurre eutrofización de aguas por fosfato, aun en el caso de aplicaciones agrícolas o industriales muy fuertes, debido al excepcional poder inmovilizador que estos suelos ejercen sobre el anión mencionado. De manera similar, el arseniato, componente de algunos fungicidas, es retenido eficientemente por estos suelos (23). De acuerdo con un trabajo de Fassbender (23), una diferencia importante entre los dos aniones antes señalados, consiste en que no ocurre una acumulación biológica del arseniato en las capas superiores, como sucede con el P orgánico.

Según Korte y colaboradores (47) la movilidad de algunos de los principales contaminantes catiónicos en los suelos se puede agrupar en el siguiente orden:



Los factores del suelo que se conocen como influyentes sobre la movilidad son: la textura, la superficie específica, el contenido de sesquióxidos libres en el suelo y su pH. Los autores antes citados llaman la atención sobre el hecho que el solo conocimiento de la CIC, no es información suficiente.

El estado en que se encuentran las sustancias contaminantes afecta fuertemente su distribución. Se ha observado que los contaminantes sólidos, como por ejemplo los residuos industriales o de minas, solamente influyen áreas reducidas y bastante bien definidas, pero su efecto en ellas es grave. Los materiales sólidos, finamente divididos, que pueden ser arrastrados por los ríos (como lodo) y por los vientos fuertes (como la ceniza volcánica, la que ha sido detectada a decenas de kilómetros de su lugar de origen), son casos excepcionales.

Los contaminantes líquidos son más móviles, aunque se mantienen en áreas limitadas. Se ha observado que de los metales conocidos como

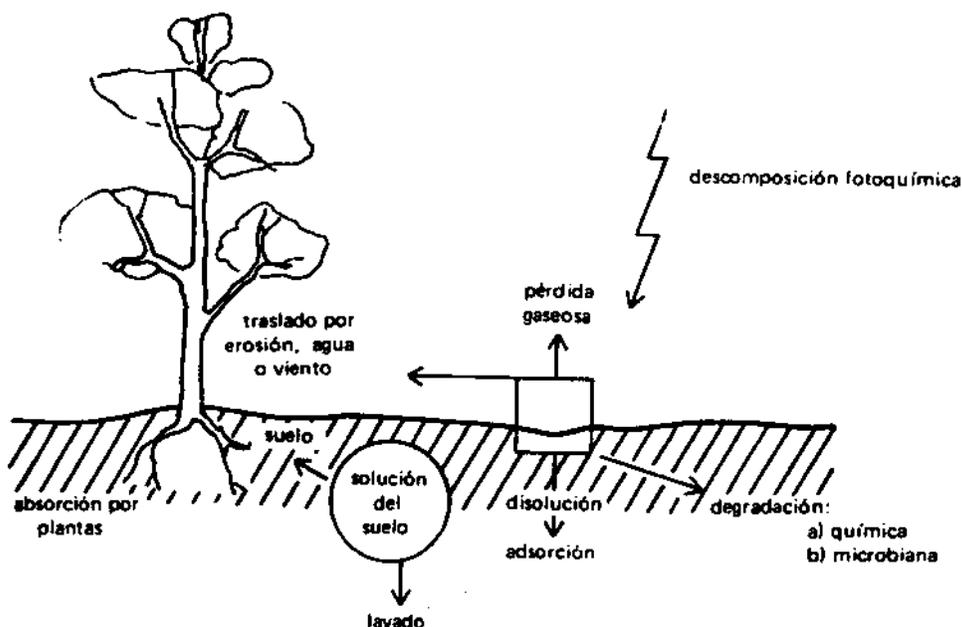


Fig. 12.8. Fenómenos que influyen sobre una sustancia contaminante.

contaminantes importantes, se puede escribir la siguiente serie de solubilidad:



Se sabe que la absorción de los elementos por las plantas es favorecida por su solubilidad, dependiendo, también de mecanismos de absorción específicos y de los antagonismos por otros elementos. Así, amplias cantidades de Ca reducen la absorción del Sr, un componente de los residuos de eventos nucleares.

Los contaminantes gaseosos se mezclan con la atmósfera y de ese modo quedan rápidamente diluidos, por lo que su efecto es de corta duración. Los vientos fuertes y dominantes, especialmente los de grandes alturas, pueden ser portadores de estos productos, como por ejemplo los gases CO_2 o NO_2 . Estos gases, en su forma original o en formas transformadas, son finalmente disueltos por la lluvia y llevados a la tierra. Una vez que los contaminantes están en el suelo, el problema puede ser afectado por cinco grupos de factores que se representan en la Figura 12.9.

El esquema expuesto en la Figura 12.9 deja en evidencia que los fenómenos de contaminación son complicados, y que para su comprensión y eventual corrección, se requiere información amplia.

Los contaminantes inorgánicos son, en general, de larga vida en el suelo pero se necesitan concentraciones relativamente altas en la mayoría de ellos para que sean perjudiciales. Comúnmente son poco degradables y bastante influidos por las propiedades del suelo, como el pH, el CH y otras; por ejemplo, cambiando el pH se puede reducir la solubilidad del Al, Mn y Fe, y eliminar eventuales altas cantidades de estos elementos. Por desgracia, no todos los cationes tóxicos son manejables por un cambio de pH, el que es posible por un encalado más o menos fuerte. Por ejemplo, la toxicidad del Cu no es influida por esta práctica. Las sustancias inorgánicas no son biodegradables.

Comúnmente, los contaminantes orgánicos son compuestos que no

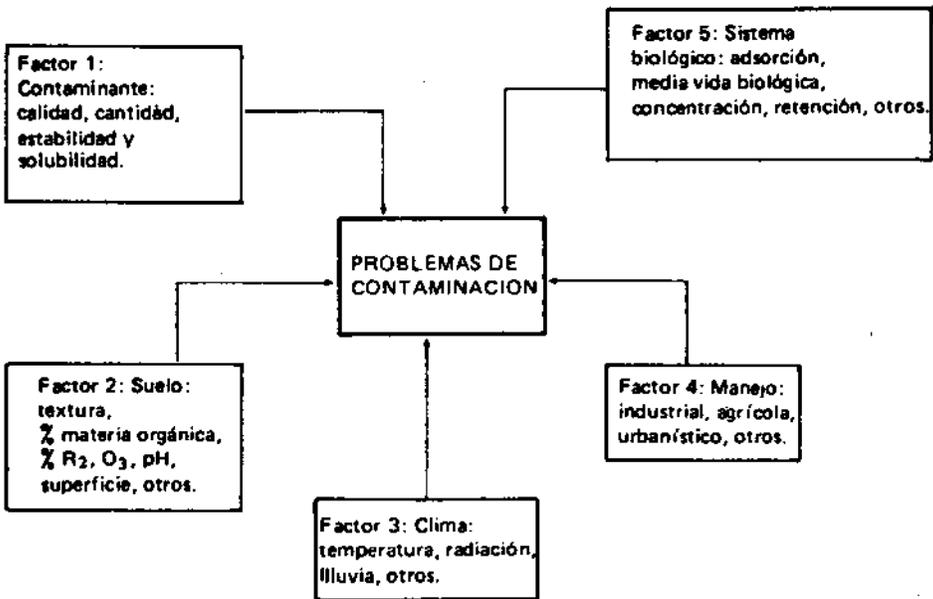


Fig. 12.9. Principales factores que afectan la contaminación de los suelos y las plantas.

se encuentran normalmente en los suelos. Varios de ellos pueden ser rápidamente transformados —biodegradados— por los microorganismos del suelo. También existen algunas sustancias que no son descompuestas por los sistemas enzimáticos de los microorganismos. Estas sustancias pueden, por consiguiente, acumularse, en caso de aplicaciones repetidas. A estas sustancias se las considera como no biodegradables. Las diferentes transformaciones de las sustancias orgánicas pueden llevar a productos de degradación que pueden ser, incluso, más tóxicos que las sustancias en los productos sintéticos, ya que se sabe que las sustancias naturales, aun algunas fuertemente tóxicas como las aflato-

xinas, producidas por ciertos hongos, son rápidamente descompuestas por las enzimas. Substancias totalmente extrañas al suelo, como los hidrocarburos halogenados, muy eficientes como insecticidas, son muy estables, requiriéndose décadas para su degradación.

RESUMEN

En este Capítulo:

- a. Se estudian las propiedades comunes de los oligoelementos, así como el estrecho ámbito en que se les necesita y la gran influencia del ambiente sobre su disponibilidad.
- b. Entre los oligoelementos aniónicos se presenta información sobre el B; los factores del suelo y del clima regulan su comportamiento y su aprovechamiento por las plantas. Se informa también sobre los factores que regulan los procesos que involucran al Mo en los suelos y su aprovechamiento por las plantas. Los fenómenos de adsorción de estos aniones por diferentes suelos, son analizados usando ejemplos latinoamericanos.
- c. También se presenta información sobre el cloro, considerado elemento esencial, y sobre la necesidad de su presencia en cultivos tropicales, como los del cocotero y de la palma de aceite.
- d. Se discuten las propiedades generales de los oligoelementos catiónicos y su comportamiento de acuerdo con el esquema modificado de Mattigod y colaboradores.
- e. Se estudian, luego, el Fe y el Mn, las formas en que se presentan en los suelos, sus estados de oxidación y las fuerzas que los regulan, y las relaciones de estos factores con su disponibilidad para las plantas.
- f. Se presenta información sobre la química del Zn en los suelos, su adsorción por diferentes materiales y su disponibilidad biológica. Se informa también sobre los niveles de este elemento en suelos latinoamericanos.
- g. Se estudia la química del Cu en los suelos, haciendo énfasis en las distintas fracciones que este oligoelemento forma en los suelos. Se informa sobre los compuestos organometálicos de este elemento, de gran importancia tanto en lo que se refiere a excesos como a deficiencias de cobre. La adsorción de este elemento y su disponibilidad para las plantas, se exponen con ejemplos latinoamericanos.
- h. Se discuten, además, los problemas de contaminación de los suelos, debido a la presencia de oligoelementos, y los principales fenómenos que intervienen en ello. Se intenta correlacionar estos fenómenos en un esquema.
- i. Se estudian, brevemente, los oligoelementos importantes en la nutrición animal: Co, I y Se. Se informa aquí sobre las dificultades de estimar estos problemas sólo con base en el análisis del suelo. Se consideran los múltiples factores ambientales que regulan la absorción de estos elementos por las plantas, y, así, su disponibilidad para animales. Se informa sobre problemas de exceso y de deficiencias en el ámbito latinoamericano.

BIBLIOGRAFIA

1. AHMED, S.; MESBAHUDIN; RAHMAN, L. Evaluation of extractants for available Mo in several soils of Bangladesh. *Plant and Soil* 69: 287-291. 1982.
2. ANZICAR-SORDO, J. Occurrence of selenium in soils and plants of Colombia, South America. *Soil Science* 63 (6): 437-438. 1947.
3. ASGHAR, M.; KANEHIRO, Y. The fate of applied iron and manganese in an Oxisol and Ultisol from Hawaii. *Soil Science* 131 (1): 50-52. 1981.
4. BECKETT, P.H.; DAVIS, R.D. Upper critical levels of toxic elements in plants. *New Phytol.* 79: 95-106. 1977.
5. BEESON, K.C. The relation of soils to the micronutrient content of plants and to animal nutrition. In Lamb, C.A.; Bentley, O.G. and Beatie, J.M., Eds. *Trace Elements*. New York, Academic Press Inc., 1958. pp. 67-79.
6. BERGER, K.C.; TRUOG, E. Boron test and determination for soil and plants. *Soil Science* 57: 25-36. 1944.
7. _____; PRATT, P.F. Advances in secondary and micronutrient fertilization. In McVickar, M.H.; Bridges, Q.L. y Nelson, L.B., Eds. *Fertilizer technology and usage*. Madison, Wisconsin, Soil Science Soc. Am. 1963. pp. 287-340.
8. BHELLA, H.S.; DAWSON, M.D. The use of anion exchange resin for determining available soil molybdenum. *Soil Science, Soc. Am., Proc.* 36: 177-179. 1972.
9. BIGGAR, J.W.; FIREMAN, M. Boron adsorption and release by soils. *Soil Science Soc. Am., Proc.* 24: 115-120. 1960.
10. BLASCO L.M. Propiedades químicas de los suelos derivados de cenizas volcánicas de Nariño, Colombia. In Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. Turrialba, Costa Rica, IICA-FAO, 1969. p. B8, 1-10.
11. _____; SOTO, G.C. El estado actual de las investigaciones sobre micronutrientes en América Latina. *Suelos Ecuatoriales (Colombia)* 9 (2): 160-164. 1978.
12. BOON, J.A. Adsorción de cobre en un suelo francoarenoso de sabana. *Agron. Trop. (Venezuela)* 26 (5): 367-382. 1976.
13. BORNEMISZA, E.; PERALTA, F. Zinc in Andosols of Costa Rica. *Soil and Crop Science Society of Florida, Proc.* 40: 33-35. 1981.
14. BOYD S.A.; SOMMERS, L.E.; NELSON, D.W. Copper (II) and iron (III) complexation by the carboxylate group of humic acids. *Soil Science Soc. Am. J.* 45 (6): 1241-1242. 1981.
15. _____; _____; WEST, D.X. The mechanism of copper (II) binding by humic acid: An electron spin resonance study of copper (II)-humic acid complexes and some adducts with nitrogen donors. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45 (4): 745-749. 1981.
16. BROMFIELD, S.M. Studies of the relative importance of iron and aluminum in the sorption of phosphate by some Australian soils. *Austr. J. Soil Res.* 3: 31-44. 1965.

17. BROWN, J.C.; JONES, W.E. A technique to determine iron efficiency in plants. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40 (3): 398-405. 1976.
18. CAVALLARO, N.; McBRIDE, M.B. Cooper and cadmium adsorption characteristics of selected acid and calcareous soil. *Soil Sci. Am. J.* 42 (4): 550-556. 1978.
19. CHAVERRI, B.; BORNEMISZA, E. Interacción fósforo/zinc en el cultivo de la papa (*Solanum tuberosum* L.) en la zona de Pacayas. *Agronomía Costarricense* 1: 83-92. 1977.
20. CORDERO, A.; RAMIREZ, G.F. Acumulamiento de cobre en los suelos del Pacífico Sur de Costa Rica y sus efectos detrimentales en la agricultura. *Agronomía Costarricense* 3 (1): 63-78. 1979.
21. ELRASHIDI, M.A.; O'CONNOR, G.A. Boron sorption and desorption in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46: 27-31. 1981.
22. EVANS, C.M.; SPARKS, D.L. On the chemistry and mineralogy of boron in pure and mixed systems: a review. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 14: 827-846. 1983.
23. FASSBENDER, H.W. Contenido y formas de arsénico en algunos suelos tropicales. *Turrialba* 25: 11-17. 1975.
24. _____; ROLDAN, J.A. Formas y equilibrios del manganeso en suelos de América Central. *Turrialba* 23 (1): 30-36. 1973.
25. FLORES, R.A.; BORNEMISZA, E.; ALVARADO, A. Influencia de las propiedades de suelos del Pacífico Sur de Costa Rica sobre su contenido de cationes menores. I. Manganeso intercambiable y soluble en reductor. *Turrialba* 29 (2): 97-104. 1979.
26. _____; _____; _____. Influencia de propiedades de los suelos del Pacífico Sur sobre su contenido de cationes menores. II. Cobre y zinc extraíbles. *Turrialba* 29 (2): 105-110. 1979.
27. FREITAS, L.M.M. DE; McCLUNG, A.C.; LOTT, W.L. Field studies on fertility problems of two Brazilian Campos Cerrados 1958-1959. N.Y. IBEC, Res. Int. Bull. no. 21, 1969. 30 p.
28. FUJIMOTO, G.; SHERMAN, G.D. Molybdenum content of tropical soils and plants of the Hawaiian Islands. *Agron. J.* 43: 70-71. 1951.
29. GARAVITO, F.; LEON, A. Propiedades del suelo en relación con deficiencias de boro en el Valle de Cauca. *Suelos Ecuatoriales (Colombia)* 9: 195-201. 1978.
30. GEBHARDT, M.; COLEMAN, N.T. Anion adsorption by allophanic tropical soils. I. Chloride adsorption. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38: 255-259. 1974.
31. GODO, G.H.; REISENAUER, H.M. Plant effects on soil manganese availability. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44 (5): 993-995. 1983.
32. GONZALEZ, R.; APPLETT, M.; SCHALSCHA, E.B.; BINGHAM, F.T. Molibdate adsorption characteristics of volcanic-ash-derived soils in Chile. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38: 903-906. 1974..

33. GOTOH, S.; PATRICK, W.H. Transformation of iron in water-logged soil as influenced by redox potential and pH. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.* 38: 66-71. 1974.
34. GRIMME, H. Die fraktionierte Extraktion von Kupfer aus Böden. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 116 (3): 207-222. 1967.
35. GUERRERO, R.; BURBANO, H. Estado de los micronutrientes en suelos derivados de cenizas volcánicas. *In Memorias del 5° Coloquio de Suelos Soc. Colombiana de la Ciencia del Suelo*, 1978. pp. 171-183.
36. GUPTA, V.C.; LIPSETT, J. Molybdenum in soils, plants and animals. *Adv. Agronomy* 34: 73-115. 1981.
37. GUZMAN, E.; BORNEMISZA, E. Relaciones fósforo-zinc en tres suelos ácidos de Costa Rica. II. Absorción de los elementos por tomate en el invernadero. *Turrialba* 33(3): 264-276. 1983.
38. HARTER, R.H. Effect of soil pH adsorption of lead, copper, zinc and nickel. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47 (7): 47-51. 1983.
39. HATCHER, J.T.; BOWER, C.A.; CLARK, M. Adsorption of boron by soils as influenced by hydroxyaluminum and surface area. *Soil Sci.* 104: 422-426. 1967.
40. HAWES, R.L.; SIMMS, J.L.; WELLS, K.L. Molybdenum concentration of certain crop species as influenced by previous application of molybdenum fertilizer. *Agron. J.* 68: 217-221. 1976.
41. HINGSTON, F.J. Reactions between boron and clays. *Austr. J. Soil Res.* 2: 83-95. 1964
42. HODGSON, J.F. Chemistry of the micronutrient elements in soils *Adv. Agron.* 15: 119-159. 1963.
43. IGUE, K.; GARCIA-BLANCO, H.; ANDRADE SOBRINHO, J. Influência do zinco na produção de milho. *Bragantia* 21 (16): 263-269. 1967.
44. JACINTHO, A.O.; BITTENCOURT, V.C.; MACHADO, P.R. Comportamiento do cobre em solos cultivados com caña de açúcar. *Turrialba* 26 (3): 302-307. 1976.
45. KASIMIAN, N.; COX, F.R. Adsorption and extractibility of molybdenum in relation of some chemical properties of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42: 757-761. 1978.
46. KORDI, F.; DONNER, H.E. Zinc and copper sorption and interaction in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47 (5): 873-876. 1983.
47. KORTE, N.E.; SKOPP, J.; FULLER, W.H.; NIEBLA, E.E.; ALESH, B.A. Trace element movement in soils. Influence of soil physical and chemical properties. *Soil Sci.* 122 (6): 350-357. 1976.
48. KOSS J.; CARVAJAL, J.F.; SOLANO, J.A. Nutrición por cobre en algunos suelos cafetaleros y cafetos de Costa Rica. *Turrialba* 23 (2): 208-215. 1973.
49. KUBOTA J.; ALLAWAY, W.H. Geographic distribution of trace element problems. *In Mortvedt, J.J.; Giordano, P.M. y Lindsay W.L.; Eds. Micronutrients in Agriculture.* Madison, Wisc., U.S.A., Soil Sci. Soc. Am. Inc., 1972. pp. 525-554.

50. LAMBERT, D.H.; BAKER, D.E.; COLE Jr., H. The role of *mycorrhizas* in the interactions of phosphorus with zinc, copper and other elements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43 (5): 976-980. 1979.
51. LISK, D.J. Trace metals in soils, plants and animals. *Advances in Agronomy* 24: 267-325. 1972.
52. LOWE, R.H.; MASSEY, H.F. Hot water extraction for available soil molybdenum. *Soil Sci.* 100: 238-243. 1965.
53. MARTENS, D.C. Plant availability of extractable boron, copper and zinc as related to selected soil properties. *Soil Science* 106 (1): 23-28. 1968.
54. MATTIGOD, S.V.; SPOSITO, G.; PAGE, A.L. Factors affecting the solubilities of trace metals in soils. In Stelly, M., Ed. *Chemistry in the soil environment*. ASA Spec. Publ. no. 40, Madison, Wisc., U.S.A. ASA-SSSA Inc., 1981. pp. 203-221.
55. McBRIDE, M.B. Electron spin resonance investigation of Mn^{+2} complexation in natural and synthetic organics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46 (6): 1137-1143. 1982.
56. McKENZIE, R.M. Manganese oxides and hydroxides. In Dixon, J.B. y Weed, S.B., Eds. *Minerals in soil environments*. Madison, Wisc., U.S.A. Soil Sci. Soc. Am. Inc., 1977. pp. 181-193.
57. MITCHELL, R.L. Trace elements in soils. In Bear F.E., Ed. *Chemistry of the soil*. 2 ed. New York, Reinhold, 1964. pp. 320-368.
58. MORTVEDT, J.J. Occurrence of micronutrients in rocks, soils, plants and fertilizers. *Suelos Ecuatoriales (Colombia)* 9 (2): 134-140. 1978.
59. OADES, J.M. The nature and distribution of iron compounds in soils. *Soils and Fertilizers* 26 (2): 69-80. 1963.
60. OSMAN, A.Z.; WASSIF, M.M.; EL-KADI, M.A.; ABDEL SALAM, M.A. Effect of carbonate in clay fraction on fixation of zinc. *Z. Pflanzenernährung, Bodenk.* 143: 524-529. 1980.
61. RAIKHY, N.P.; TAKKAR, P.N. Copper adsorption by soils and its relation with plant growth. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 144 (6): 597-612. 1981.
62. REDDY, M.R.; PERKINS, H.F. Fixation of Mn by clay minerals. *Soil Science* 121 (1): 21-24. 1976.
63. _____ . Fixation of zinc by clay minerals. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38: 229-321. 1974.
64. RHOADES, J.D.; INGVALSON, R.D.; HATCHER, J.T. Laboratory determination of leachable boron. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34: 871-876. 1970.
65. RIMOLO, L.A. Efecto del encalado sobre la disponibilidad y adsorción de boro en seis suelos de Costa Rica. *Teais de Lic. Quím., Univ. Costa Rica*, 1970. p. 45.
66. ROSS, D.S.; BARTLETT, R.J. Evidence for non microbial oxidation of manganese in soil. *Soil Science* 132 (2): 153-160. 1981.
67. RUFTY, T.W.; MINER, G.S.; RAPER, C.O. Temperature effects on growth and manganese tolerance in tobacco. *Agronomy J.* 71 (4): 638-644. 1979.

68. RYAN, J.; BERGER, K.C. Available boron in calcareous soils of Lebanon. *Agronomy J.* 71: 688-690. 1979.
69. SALCEDO, I.H.; ELLIS, B.G. Manganese labile pool and plant uptake. *Soil Science* 127 (4): 227-234. 1979.
70. SCHWAB, A.P.; LINDSAY, W.L. Effect of redox on the solubility and availability of iron. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47 (2): 201-205. 1983.
71. _____ . The effect of redox on the solubility and availability of manganese. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47 (2): 217-220. 1983.
72. SCOTT, M.L. Trace elements in animal nutrition. In Mortvedt, J.J.; Giordano, P.M. y Lindsay, W.L. Eds. *Micronutrients in Agriculture*. Madison, Wisc., U.S.A., Soil Sci. Soc. Am. Inc., 1972. pp. 555-591.
73. SHUMAN, I.M. The effect of soil properties on zinc adsorption by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39: 454-458. 1975.
74. _____ ; ANDERSON, O.E. Relationship of extractable soil manganese to soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42 (4): 666-667. 1978.
75. _____ . Zinc, manganese and copper in soil fractions. *Soil Science* 127 (1): 10-17. 1979.
76. SILVA, S.; VICENTE-CHANDLER, J. Effect of boron and zinc applications on yields of intensively managed plantains growing on a steep Ultisol. *J. Agric. Univ. Puerto Rico* 58: 134-136. 1974.
77. SILLANPAA, M. Trace elements in soils and agriculture. Roma, Italia, FAO Soils Bull. no. 17, 1972. 67 p.
78. SIMMS, J.R.; BINGHAM, F.T. Retention of boron by layer silicates, sesquioxides and soil materials. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32: 364-369. 1968.
79. SMITH, R.L.; HENRY, A.S.; SHOUKRY, K.S.M. Inactivation of radioactive soil zinc by soil organic matter. In *Isotopes and Radiation in Soil-Plant Nutrition Studies*. Proc. IAEA-FAO Symposium, Ankara, Turquía, 1965. pp. 21-36.
80. STEINHARDT, U.; FASSBENDER, H.W. Características y composición química de las lluvias de los Andes Occidentales de Venezuela. *Turrialba* 29: 179-182. 1979.
81. SWAIN, D.J. The trace element content of soils. *Commonwealth Bur. of Soil Sci. Tech. Comm.* 48, 1955. 157 p.
82. TAFFIN, G. DE; QUENCEZ, P. An aspect of anionic nutrition in the oil palm and coconut. *Problem of Chlorine Oleagineux* 35: 539-546. 1980.
83. TAKKAR, P.N.; MANN, M.S.; BANSSAL, R.L.; RANDHAWA, N.S.; SINGH, H. Yield and uptake response of corn to zinc as influenced by phosphorus fertilization. *Agronomy J.* 68: 942-946. 1976.
84. TEIXEIRA, T.; CAMPOS, J.; BRAGA, J.M.; DA SILVA, D.J. Deficiências de fósforo, cobre e cobalto em pastagens do Município de Morrinhos Goiás. *Experientiae (Brasil)* 12 (3): 63-87. 1971.
85. THOMAS, G.W. Kinetics of chloride desorption from soils. *J. Agric. Food Chem.* 11: 201-203. 1963.

86. UDO, E.J.; FAGBAMI, A.A. The profile distribution of total and extractable Zn in selected Nigerian soils. *Commun. Soil Sci. Plant Analysis* 10: 1141-1161. 1979.
87. ———. Specific and non-specific sorption of copper by some Nigerian soils. *Agronomy Abstracts* 1981, (USA) 1981. 155 p.
88. VALENCIA, G.; MESTRE, A.; DURAN, M. Respuesta a la aplicación de boro y zinc en un cafetal de Fredonia, Antioquía, Colombia. *Cenicafé (Colombia)* 19: 95-101. 1968.
89. VERMAA, J.G.; BIE, G.J. VAN DER. On the occurrence of copper in tropical soil. *Plant and Soil* 2: 257-282. 1950.
90. VICENTE-CHANDLER, J.; CARO-COSTAS, R.; PEARSON, R.W.; ABRUNA, F.; FIGARELLA, J.; SILVA, S. The intensive management of tropical forages in Puerto Rico. Río Piedras, Puerto Rico, Univ. of Puerto Rico, *Agr. Exp. Sta. Bull.* no. 187, 1964. 152 p.
91. WADA, K.; ELFATTAH, A. ABD. The effect of cation-exchange material on zinc adsorption in soils. *Internl. Soil Sci. Soc. 11th. Congr.* 1: 293-294. 1978.
92. WEIR, C.C. A trace element survey of the major soil types in Jamaica. *Trop. Agric., Trinidad*, 57 (1): 21-28. 1980.
93. ZAVALETA, A. Saline and alkali soils in Peru. *Agrokém. Talajtan* 18 (Supl.): 169-180. 1969.
94. ZUSEVICS, J.; LA BREQUE, J.J. Micronutrient content of tropical soils of the Upper Orinoco River. *J. Agric. Univ. Puerto Rico* 64 (3): 363-367. 1980.

INDICE DE MATERIAS

A

- Acidez del suelo,
 efecto de manganeso, 174
 efectos de aluminio, 174
- Acido fosfórico,
 disociación, 282
- Acidos fúlvicos,
 grupos funcionales, 66
- Acidos húmicos, 48
 espectros IR, 82, 85
 grupos funcionales, 66
 propiedades, 48
- Acumulación materia orgánica,
 en bosques, 110
- Adsorción,
 aniones, 153
 concepto, 135
 ecuación de Brunauer, Emmett y
 Teller, 142
 ecuación de Freundlich, 138
 fenómenos, 137
 formas matemáticas, 138
 isoterma de Langmuir, 139
- Adsorción física, 135
- Alofán, 33
 adsorción, 33
 propiedades, 33
- Aluminio,
 niveles críticos, 174
 saturación, 174
 toxicidad, 174
- Aminoácidos, 57, 68
- Aminoácidos azufrados, 71
- Amonificación, 209-212
- Amonio,
 fijación, 219
 intercambio, 219
 volatilización, 217
- Aniones,
 suelos salinos, 189
- Análisis químico elemental
 de suelos, 11
- Azufre,
 abonos, 320
 adsorción, 318
 adsorción, condiciones, 319
 aprovechamiento, 321
 ciclo, 317, 318
 compuestos en suelos, 313, 314
 compuestos inorgánicos, 316
 compuestos orgánicos, 314
 contenido en suelos, 313
 determinación, 321
 disponibilidad, 321

- fertilizantes azufrados, 320
 lavado, 317
 materia orgánica, 314
 movimiento, 318, 320
 orgánico en suelos, 313
 orgánico, formación, 314
 orgánico, mineralización, 315, 316
 orgánico, propiedades, 314
 oxidación y reducción, 318
 plaguicidas, 321
 proceso de adsorción, 319
 procesos dinámicos, 317
 reducción, 318
 relación C:N:S, 315
 solubilidad, 317
 suelos volcánicos, 316
 toxicidad, 321
 transformaciones, 319

B

- Balance de potasio, 360
- Bases cambiables, 136
- Beidelita, 27
 fórmulas, 26
- Biomasa,
 componentes, 92
- Biotita, 17
- Boro,
 adsorción por suelos, 383
 contenido total suelos, 383
 disponible, medición, 384
 encalado, 384
 extracción, 384
 factores de disponibilidad, 383

C

- Cal, 177
 penetración, 181
- Calcio,
 absorción, 373
 ciclo, 372, 373
 ciclo geoquímico, 369
 concentración en solución
 suelos, 371
 contenido en minerales, 370
 contenido en rocas, 369
 en lluvias, 373
 en solución suelo, 370
 en suelos de Honduras, 371
 formas, 370
 humedad, 371

- meteorización, 372
 - movimiento en suelos, 373
 - pérdida, 372
 - Cales agrícolas, 177
 - Caliza,
 - composición química, 177
 - Cambio catiónico,
 - proceso, 136
 - capacidad suelos latinoamericanos, 149
 - unidad, 136
 - Cambio de cationes,
 - carga cero, 151
 - concepto, 136
 - equilibrio de Donnan, 146
 - factores, 146
 - formulación matemática de procesos, 143
 - poder cambiador, 146
 - potencial, 146
 - relación, 146
 - Caolinita, 24
 - estructura, 25
 - Capa doble difusa,
 - estructura, 143
 - propiedades, 143
 - Capacidad de cambio,
 - en Centroamérica, 150
 - en horizontes B, 150
 - materia orgánica, 150
 - suelos con carga variable, 152
 - Capacidad de cambio efectivo (CICE),
 - enfoque, 147
 - Capacidad de fijación,
 - potasio determinación, 344
 - potasio, suelos, 346
 - Capacidad tampón y atmósfera del suelo, 164
 - Características del suelo,
 - influencia del H^+ , 171
 - Carbonatos, 17
 - Carbonatos alcalinotérreos, 194
 - Carbono,
 - relación C:N:S, 315
 - Cationes,
 - suelos salinos, 188
 - Cationes cambiables,
 - definición, 136
 - Cenizas,
 - nitrógeno, 204
 - Cenizas volcánicas,
 - potasio, 336
 - Ciclosilicatos, 13
 - Cloritas, 29
 - Cloro,
 - adsorción, 386
 - disponibilidad, 386
 - lavado, 386
 - toxicidad, 387
 - Cloruro,
 - en lluvias, 387
 - Cobalto, 397
 - Cobre,
 - acumulación tóxica, 396
 - adsorción, 396
 - disponible, 397
 - fracciones en suelos, 396
 - propiedades, 396
 - química en suelos, 395
 - unido a materia orgánica, 395
 - Coefficiente de difusión de gas, 126
 - Componentes organominerales,
 - caracterización, 86
 - definición, 86
 - unión, 86
 - Compuestos orgánicos, 63
 - azufrados, 70
 - fosfatos, 68
 - Constante de Gapon, 145
 - Contaminación,
 - factores que influyen, 401
 - Contenido P,
 - factores influyentes, 258
 - Cuarzo, 16
- D
- Denitrificación, 214-218
 - ecuación, 216
 - no biológica, 216
 - pH, 216
 - velocidad, 216
 - biológica, 216
 - Deposición nutrimentos,
 - en lluvias, 226
 - Desaminación de los residuos, 62
 - Distribución C,
 - en Amazonía, 83
 - Distribución de C y N,
 - en perfiles, 80
 - Distribución de P,
 - en latosoles de Brasil, 278
 - Distribución N en perfiles, 67
- E
- Ecosistema,
 - análisis de biomasa, 92
 - análisis de reservas, 90
 - bases edafológicas, 90
 - componentes, 88
 - componentes abióticos, 89, 90, 91
 - componentes bióticos, 89, 90
 - concepto, 87

forestales, 232
 sabanas, 233
 Ecuación de Gapon, 145
 Ecuación de Jenny para N, 202
 Efecto Birch, 214
 Efecto de fertilización,
 largo plazo, 359
 Elementos menores,
 ver oligoelementos
Encalado,
 determinación de niveles, 176
 fósforo, 299
 materiales, 177
 necesidad, 176
 neutralización de aluminio, 179
 rendimiento, 179
 saturación, 175
Encalado y pH, 175
Encalados,
 suelos tropicales, 178
Escorias industriales, 178
Escorias Thomas, 292, 293
Esmectitas, 24
 fórmulas ideales, 26
Espumas azucareras, 178
Esquema de meteorización, 20
Explotación agrícola,
 potasio, 352
Explotación forestal,
 potasio, 353
Extracción nutrimentos,
 otros cultivos, 239, 240
 por cereales, 238

F

Factor de encalado, 179, 181
Fase gaseosa,
 composición química, 124
 concepto, 124
 variación con profundidad, 125
Fase líquida,
 concentración iones, 122, 123
 concepto, 121
Feldespatos, 14, 15, 16
Ferrihidrita, 389
Fertilidad y sistema agrícola, 103
Fertilización,
 nitrógeno, 235
Fertilizantes,
 amoniacales, 241
 cianamida cálcica, 243
 efecto acidificante, 241
 fósforo, 283
 nitrogenados, 241
 nítricos, 242
 urea, 243

Fertilizantes de N,
 transformaciones, 241
Fertilizantes fosfatados,
 efecto de localización, 298, 299
Fijación,
 potasio, 344
Filosilicatos, 15
Fosfato de Ca,
 distribución, 264
Fosfatos de inositol, 68, 69
Fosfatos ocluidos, 265
Fosforitas marinas, 257
Puentes de acidez, 162, 163
Fósforo,
 absorción, 277
 absorción por plantas, 301
 adsorción, 273
 apatitas, 257
 aplicación de silicatos, 298
 aplicación de silicatos, efectos, 299
 aplicación de superfosfatos, 289
 capacidad, 277, 278
 características de suelo y retención,
 276
 ciclo, 272
 ciclo en ecosistema forestal pluvial,
 282
 ciclo geoquímico, 255
 contenido en suelos, 265
 contenido suelos tropicales, 258
 contenido y formas en Latinoamérica,
 259
 cristales, 261
 disociación, 267
 disponibilidad, 278
 ecosistemas forestales, 279
 ecosistemas forestales, reservas, 279
 ecosistemas, reservas y transferen-
 cias, 280
 efecto de tamaño fosfatos Sechura,
 294
 en agua de lluvia, 281
 en vegetación, 281
 encalado, interacción, 299
 existencias, 255
 fabricación de fertilizantes, 293
 fertilizantes, 275
 fertilizantes silicofosfatados efecto,
 295
 fertilizantes, dosis, 284
 fertilizantes, efecto, 284
 fertilizantes, efecto de mezclas, 296
 fertilizantes, efecto de tamaño, 298
 fertilizantes, fórmula, 286
 fertilizantes, naturaleza química,
 283
 fertilizantes, pH soluciones, 286

fertilizantes, problemas, 283
 fertilizantes, propiedades solucio-
 nes, 286
 fertilizantes, rendimiento, 296
 fertilizantes, sistema de aplicación,
 297
 fertilizantes, época de aplicación,
 297
 fijación, 275, 288
 formas, 258
 formas en suelos, 260
 formas, meteorización, 263
 fosfato de aluminio, 269
 fosfato de calcio, 264
 fosfatos amónicos, propiedades,
 287
 fosfatos condensados, 288
 fosfatos orgánicos, 260
 fosfatos orgánicos, estructura quí-
 mica, 261
 fosforitas marinas, 257
 guano, 257
 identificación, 266
 inorgánico, 261
 inorgánico, estructura química, 261
 inorgánico, fraccionamiento, 262
 interacciones, elementos nutritivos,
 300
 interacciones, microorganismos,
 300
 interacción nitrógeno, 302
 isotermas, 267
 metabolismo, 274
 micorrizas, 301, 303
 mineralización de P orgánico, 273,
 274
 necesidades, 282
 necesidades de cultivos, 282
 nitrofosfatos, 288
 orgánico, caracterización, 261
 ortofosfatos, 268
 Oxisol, 292
 países productores, 255
 pH, 269
 plantaciones forestales, 283
 potencial químico, 270
 precipitación de abonos, 274
 producción, 256
Rekaphos, 293
 relación pH, 263
 relación suelo planta, 277, 279
 reposición, 278
 reservas latinoamericanas, 256
 retención, 275, 276
 rocas fosfatadas, 258, 286, 290
 rocas fosfatadas, características,
 290

rocas fosfatadas, rendimiento, 292
 sistemas de producción, 281
 solubilidad, 267
 superfosfatos, propiedades, 287
 superfosfatos, efecto, 291
 temperatura, 283
 transferencia, 281
 transformación diferentes fuentes,
 289
 yacimientos, 267
 zona de fertilizante, 285
 ácido fosfórico, 287
 Fósforo orgánico,
 grupos principales, 68, 70

G

Gibbsita, 35
 adsorción de aniones, 35
 Goetita, 36, 389
 Gorceixita, 261
 Granito,
 composición, 9
 Guano,
 fósforo en, 257

H

Halosita, 24
 estructura, 25
 Hematita, 36, 389
 Hidróxido de cal, 178
 Hierro,
 adsorbido, 389
 color, 389
 determinación, 390
 disponibilidad, 390
 en materia orgánica, 390
 importancia, 389
 libre o activo, 390
 óxidos, 390
 Hissingerita, 34
 Humificación,
 factores ecológicos, 72
 factores externos, 72
 factores internos, 71
 nitrógeno, 204, 211
 proceso de, 65
 Humus,
 clasificación, 46
 definición, 45
 método clásico de fracciona-
 miento, 49

I

Irita, 28
 propiedades, 28

Litas,
 retención de K, 29
Imogolita, 32, 34
Índice de turnover, 231
Índice de ingreso-reserva, 231
Índice de reservas de vegetación, 229
Índice de transformación de Jenny, 93, 96
Índice de transformación de vegetación, 229
Índice de transformación N, 229
Inosilicatos, 15
 composición, 15
Intercambio catiónico,
 América Latina, 148
Intercambio de aniones, 152
Intercambio de iones, 135
Isotermas de adsorción, 137, 138
Isotermas de Freundlich,
 usos, 139
Isotermas de Langmuir,
 formas, 140
 limitaciones, 140
 uso, 141

K

Kanditas,
 composición química, 23
 propiedades, 23

L

Lavado,
 azufre, 317
 cloro, 386
 magnesio, 376
 potasio, 343
Lepidocrocita, 36, 389
Ley de Fick, 125
Ley de Nernst, 127
Ley de relación catiónica, 146
Líquido-gas,
 equilibrio, 123
Líquido-sólido,
 equilibrio, 124
Lixiviación, 227

M

Maghemita, 37
Magnesio,
 cambiable, 374, 375
 ciclo, 375, 376
 ciclo geoquímico, 369
 contenido en minerales, 370
 contenido en rocas, 369

contenido suelos hondureños, 374
 en Andepts, 375
 formas, 373
 lavado, 376
Magnetita, 37
Manejo de suelos salinos, 194
Manganeso,
 cambiable, 392
 ciclo, 392, 393
 concentración, 392
 contenido, 391
 disponibilidad, 393
 fácilmente reducible, 392
 niveles críticos, 174
 toxicidad, 174
 óxidos, 391
Mantillo, 47
Materia orgánica,
 abonos verdes, 105
 acidez, 84
 América Latina, 73
 azufre, 314
 capacidad de cambio, 150
 composición química, 47
 contenido, 73
 contenido en suelos, 74
 definición, 45
 descomposición, 96, 98
 determinación del contenido, 49
 efecto de quema, 101
 efecto de tala y quema, 99
 explotación permanente, 104
 explotación rotativa, 100, 102
 explotación semipermanente, 103
 factores biológicos, 52
 formas, 73
 fraccionamiento, 81
 importancia, 49, 50
 incidencia, 76
 intensidad del ciclo, 93, 96, 98
mulch, 107
 nitrógeno, 203
 potasio, 343
 procesos químicos, 51
 producción, 97
 producción forestal, 110
 propiedades del suelo, 77
 recuperación, 100
 relaciones C/N, C/P, C/S, 78
 residuos animales, 107
 residuos de ciudades, 107
 residuos de cosecha, 104
 rotación de cultivo, 108
 suelos tropicales, 73
 transformaciones, 93
Materiales cambiadores,
 concepto, 142

- Materia orgánica,**
 capacidad tampón, 165
 ciclo, 87
 distribución, 75
 factores determinantes, 74
 física de suelos, 52
 interpretación, 50
 material parental, 77
 pedología, 52
 retención por suelos, 87
 utilidad, 51
 velocidad de descomposición, 93
 acidez del suelo, 77
- Materia orgánica y agricultura, 99, 102**
Materia orgánica y clima, 76
Meteorización,
 condiciones climáticas, 21
Meteorización física, 18
Micas, 13, 15
Micas hidratadas, 28
Minerales,
 dioctaédricos, 22
 trioctaédricos, 22
Minerales arcillosos,
 composición, 22
 composición química, 23
Minerales fibrosos, 31
Minerales interestratificados, 30
 formas, 31
Minerales primarios, 11
 coloración, 17
 composición, 10
 distribución, 17
 estructura molecular, 12
 factores de meteorización, 21
 hidratación, 19
 hidrólisis, 19
 meteorización, 12, 18
 meteorización edafocímica, 19
 meteorización geoquímica, 18
 óxidos, 16
Minerales secundarios, 11
 cloritas, 22
 interestratificados, 22
 kanditas, 22
 silicatos, 21
 trimórficos, 22
Minerales trimórficos,
 subgrupos, 24
Mineralización,
 factores internos, 71
 materia orgánica, 53
Molibdeno,
 acidez suelos, 385
 adsorbentes, 385
 adsorción, 385
 contenido, 384
 determinación, 386
 disponibilidad, 386
 extracción, 386
 toxicidad, 386
Montmorillonita,
 formación, 26
 composición química, 26
 estructura, 27
Muscovita, 17
- N**
- Nesosilicatos, 13, 15**
Nitratos, 214
Nitrificación, 209, 212-214
 clima, 213
 condiciones, 213
Nitritos,
 oxidación, 213
Nitrógeno,
 influencia del clima, 200
 relación temperatura, 201
 aminoácidos, 206
 amonificación, 209-212
 azúcares, 206
 balances, 229
 balances en ecosistemas, 227
 balances en sabanas, 235
 caña de azúcar, 237
 cenizas, 204
 ciclo, 207, 210
 ciclo geoquímico, 199
 ciclo, ecosistema montano, 232
 clima, 203
 compuestos, 206
 contenido, 204
 contenido en suelos, 200
 desnitrificación, 214
 deposición lluvias, 225
 distribución, 199
 distribución en suelos de Centroamérica, 204
 ecosistema, 228
 ecosistemas forestales, 228
 efecto del fuego, 233, 234
 efecto temperatura, 234
 factores edáficos, 203
 fertilización, 235, 241
 fijación, 219
 fijación asimbiótica, 222
 fijación de reacción, 221
 fijación especies plantas, 220
 fijación simbiótica, 219
 fijación, asociaciones, 224
 fijación, pH, 222
 fijación, temperatura, 222

formas en los suelos, 205
 fraccionamiento, 205
 ganancias, 229
 humedad, 202
 humificación, 204, 211
 inorgánico, 205, 206
 inorgánico, composición, 207
 inorgánico, formas, 208
 interacción fósforo en abonos, 302
 lixiviación, 227
 materia orgánica, 203
 mecanismo de fijación, 220
 microorganismos fijadores, 224
 mineralización, 209, 211
 nitrificación, 209, 212-214
 niveles de fijación, 223
 nodulación, 222
 orgánico, 205, 206
 perfil del suelo, 204
 precipitación, 203
 producción agrícola, 235
 producción forestal, 236
 pérdidas, 229
 quemas, 233
 relación C:S:N, 315
 relación con C, 207
 reservas, 199, 231
 reservas suelos, 234
 sistemas de producción, 233
 temperatura, 203
 topografía, 203
 Nodulación, 222
 Nontronita, 28
 Nutrientes,
 perdidos por erosión, 347
 remoción, 238-240
 Núcleos en ácidos húmicos, 64
 Núcleos resultantes de humificación, 65

O

Oligoelementos,
 alimentación animal, 397
 ámbitos contenido en suelos, 388
 aniónicos, 382
 cationes, 387, 389
 cationes, transformaciones, 387
 contaminación, 399
 contaminantes gaseosos, 400
 contaminantes inorgánicos, 401
 contaminantes líquidos, 399
 contaminantes orgánicos, 401
 contenido, 382
 caracterización, 381
 en minerales primarios, 388
 factores de movilidad, 399

Ley de Liebig, 381
 mineralización, materia orgánica, 381
 movilidad, 399
 requerimientos plantas, 381
 toxicidad, 401
 Opalo, 15, 16, 17
 Organominerales, 211
 Ortofosfatos,
 en suelos, pK, 268
 Oxidación,
 azufre, 318
 condiciones, 126
 Oxido de cal, 177
 Oxido de manganeso, 37
 Oxido de silicio, 15
 Oxido de titanio, 37
 Oxidos de aluminio, 34
 Oxidos de hierro, 36
 Oxidos hidratados, 34
 Oxidos metálicos,
 en suelos, fórmulas, 17, 35

P

Paligorskita, 31
 Potasio,
 absorción, 340
 abundancia, 327
 acumulación, 357
 cambiable y absorción plantas, 342
 cambiable, ámbito, 335
 capacidad, 337
 capacidad de fijación, 344
 capacidad potencial, 338
 caracterización físico-química, 337
 cenizas volcánicas, 336
 ciclo, 333
 ciclo de explotación forestal, 353
 ciclo geoquímico, 327
 clima, 339
 cloruro, 354
 composición química, 334
 contenido en rocas, 327
 curva Q/I, 338
 determinación, 333
 difusión, 354
 dinámica, 344
 ecosistemas, 346
 ecosistemas forestales, 348
 efecto acidificante, 357
 efecto de fertilizantes, 356
 efecto de tala, 349
 efecto residual, 355
 en solución suelos, 335
 equilibrio, 337
 escorrentía, 345

estructural, 332
 explotación agrícola, 351
 explotación forestal, 353
 extracción, 352
 extraíble ácido nítrico, 334
 fertilidad, 351
 fertilización, respuesta, 355
 fertilizante dosis, 358
 fijación, 344
 fijado, disponibilidad, 344
 formas en suelos, 331, 332
 formas, equilibrio, 331, 333
 intercambiable, 334, 343
 lavado, 344
 lluvias, 349
 materia orgánica, 343
 menas principales, 329
 meteorización, 329
 minerales, 328
 necesidades de cultivos, 352
 necesidades de fertilización, 355
 percolación, 340, 343, 345
 pérdida por erosión, 345
 potenciales químicos, 339
 proceso de liberación, 333
 quema, 349
 recuperación, 358
 recursos, 330
 relaciones Q/I y absorción, 341
 relaciones, suelo-plantas, 339
 reservas, 328
 respuesta a fertilización, 356
 sulfato, 355
 temperatura, 350
 total suelos, 328, 329
 transferencias, 348
 transformación de fertilizantes, 354
 velocidad de disolución, 343
 yacimientos, 328
 zona de fertilizantes, 354
Potencial de aluminio, 169
Potencial de cal, 168
Potencial de P, 266
Potencial mixto redox, 128
Potencial redox, 128
Potencial redox y pH, 129
Potenciales catiónicos, 146
Producción agrícola,
 nitrógeno, 235
Producción forestal,
 nitrógeno, 236

Q

Quema,
 desarrollo de la temperatura, 101
 efectos sobre nutrimentos, 101
 potasio, 349

R

Reacción del suelo,
 para diferentes órdenes, 171
 acidificación progresiva, 165
 América Latina, 170
 banda de fertilizantes, 168
 capacidad tampón, 164
 concepto, 161
 concepto ácido-base, 161
 conceptos de medición, 167
 efectos de abonos, 166
 efectos del aluminio, 174
 efectos del manganeso, 174
 en suelos salinos, 168
 factores en medición del pH, 169
 influencia del pH, 173
 medición del pH en agua, 168
 métodos de medición, 167
 naturaleza química, 161
 otros cationes, 175
 saturación de bases, 163
 variaciones estacionales, 170
Recuperación de suelos,
 con carbonatos alcalinotérreos, 194
Redox, 128
 potenciales, 129
Reducción,
 condiciones, 126
 reacción, 127
 Relaciones N/K, P/K, 352
Relación de adsorción de Na(RAS),
 191
Rendimiento agrícola y pH, 180
Reservas,
 potasio, 330
Reservas N en vegetación, 231
Residuos industriales, 107
Residuos vegetales,
 amonificación, 62
 carbohidratos, 53
 ceras, 59
 como *mulch*, 104
 componentes químicos, 53
 composición química, 54, 106
 compuestos orgánicos nitrogenados,
 67
 descomposición, 97, 98, 106
 efectos sobre cosechas, 107
 grasas, 59
 humificación, 61
 ligninas, 60
 microflora, 61
 mineralización, 61
 otros compuestos, 60
 polipéptidos, 56, 58
 producción, 97, 104

proteínas, 56
 resinas, 59
 sacáridos, 55
 ácidos nucleicos, 56
 Respuesta al P,
 cultivo, 285
 Retención de aniones, 152
 Retención de aniones orgánicos, 154
 Roca básica, 9
 Roca madre,
 composición química, 7
 Roca semibásica, 9
 Roca ultrabásica, 9
 Roca ácida, 9
 Rocas fosfatadas,
 composición 257
 depósitos de Latinoamérica, 291
 Rocas ígneas,
 clasificación, 7, 8
 composición química, 9
 Rocas metamórficas, 10
 Rocas sedimentarias,
 composición, 10
 composición química, 10
 formación, 9
 origen, 10
 Rocas semibásicas, 9
 Rocas semiácidas, 9
 Rocas ultrabásicas, 7
 Rocas ígneas,
 acidez, 9

S

Salinidad,
 efectos sobre suelos, 190
 influencia, 190
 Saponita, 28
 Selenio, 398
 toxicidad, 398
 Sepiolita, 31
 Serie retención de aniones, 152
 Silicatos,
 clasificación grupal, 14
 estructura, 13
 Silicatos de calcio, 178
 Silicatos laminares, 21
 constitución, 22
 Silicatos no cristalinos, 32
 Solución del suelo, 121
 composición química, 121, 122,
 123
 equilibrio, 122
 Sorosilicatos, 14, 15
 Suelos,
 definición, 7
 Suelos inundados, 130

Suelos orgánicos, 7
 Suelos salinos,
 aniones, 189
 caracterización, 187
 cationes principales, 188
 efectos sistemáticos, 189
 fuentes, 188
 localización, 187
 manejo de agua, 195
 problemas, 187
 propiedades físicas, 190
 recuperación, 190, 192
 riego, 189
 sembrado, 197
 tolerancia, 195
 toxicidad, 191
 Suelos salinos y plantas, 196
 Suelos salinos y sódicos, 192
 recuperación, 192
 Suelos sódicos,
 concepto, 191
 estructura química, 192
 manejo de agua, 195
 propiedades físicas, 191
 recuperación, 193
 sembrado, 195
 Suelos volcánicos,
 azufre, 316
 Sulfato,
 movimiento, 319
 movimiento, efecto enclado, 319
 movimiento, efecto fosfatos, 319
 Superfosfatos, 287
 Sustancias húmicas, 63
 tipos identificación, 82
 trópicos, 79
 Sustancias responsables,
 por capacidad tampón, 164

T

Tala,
 potasio, 349
 Taranakitas, 261
 Textura de suelo, 175
 Tolerancia a acidez, 173

V

Variscita, 261
 Vermiculita, 29
 estructura, 30
 propiedades, 29
 Vivianita, 261

Y

Yodo, 398

Z

Zeolitas, 32

Zinc,

adsorción, 394

disponibilidad y fosfatos, 395

distribución, 394

fertilizante, 395

química en suelos, 394

Esta edición se terminó de imprimir
en la Sede Central del IICA
en Coronado, San José, Costa Rica,
en el mes de junio de 1994,
con un tiraje de 1500 ejemplares.

ISBN 92 9039 124 3

QUIMICA DE SUELOS con énfasis en América Latina (2a. ed. 1987), constituye el resultado de la completa revisión y actualización de esta obra publicada en 1975. El rápido avance de la ciencia del suelo en Latinoamérica y el mundo, en general, hizo necesaria esta revisión, en la cual se trató de incluir los principales logros en química de suelos hasta bien entrada la mitad de esta década. La orientación general del texto se mantiene fiel al original, conservando su utilidad para los estudiantes de últimos años en las carreras de Agronomía o aquéllos que inician sus estudios de posgrado en este campo y en áreas relacionadas. Esta segunda edición revisada y aumentada recoge la experiencia más reciente en materia de suelos forestales. Incluye además profusa información gráfica, así como numerosas ampliaciones y adiciones a los datos de la versión precedente.

Hans W. Fassbender (Alemania Federal), Ing. Agr. por la Universidad Nacional Agraria La Molina, Perú, Dr. Sc. Agr. y Dr. Hab. por la Universidad de Gotinga, Alemania. Ha dedicado sus trabajos a la investigación y la enseñanza de la ciencia del suelo en Costa Rica y en la República Federal de Alemania, respectivamente. Sus investigaciones sobre química de suelos y sobre suelos forestales involucran problemas del trópico americano y de las zonas templadas. El Dr. Fassbender se ha destacado como profesor en suelos forestales y sus investigaciones sobre ciclos de nutrimentos y la química del fósforo son conocidas mundialmente.

Elemér Bornemisza (Costa Rica), graduado por la Universidad de Costa Rica, recibió su Ph.D. en la Universidad de Florida. Miembro fundador de la Academia de Ciencias de Costa Rica. Fue director del Centro de Investigaciones Agronómicas de la Universidad de Costa Rica. Actualmente es profesor en la Universidad de Costa Rica. Previamente formó parte del Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA) en su Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza (CATIE) en Turrialba, Costa Rica, y en el Área Andina. Sus trabajos se relacionan con los problemas de enriquecimientos y los aniones en suelos tropicales, especialmente Andisoles.

