



El Yeso Agrícola como fertilizante y enmienda de suelo

**Fertiyeso es una ® Marca Registrada de Compañía Industrial El Volcán S.A.
Agustinas 1357, 10º piso, Santiago
Tel: (56-2) 4830500**

Problemas de suelo limitantes para el adecuado desarrollo de las plantas: Conceptualización

Suelo

El suelo desde un punto de vista físico, se puede considerar como una mezcla porosa de partículas minerales, orgánicas, aire y agua con sustancias en disolución. En él, las partículas minerales y orgánicas forman la matriz sólida del conjunto, mientras que la solución y el aire ocupan los espacios huecos llamados poros que se forman entre la porción sólida (Porta *et al.*, 1994).

Degradación del suelo

La degradación del suelo es un proceso complejo que provoca la capacidad productiva del mismo, a causa del deterioro de su medio físico, químico y biológico (Lal y Stewart, 1990). Según FAO, la degradación del suelo, puede estar fuertemente mediatizada por muchos factores puramente ecológicos y otros de marcada índole antrópica. Agrega además, que en el mundo sólo el 11% de las tierras son aptas para cultivo sin limitaciones, por tanto sin necesidad de mejora de cualquier tipo. Las principales causas de esta degradación son la mala utilización de la tierra arable por prácticas inadecuadas de cultivo (35%), sobrepastoreo (34%), y la deforestación (20%).

Según Lal y Stewart (1990), se distinguen tres tipos de degradación:

- a. Degradación del medio físico: erosión (hídrica y eólica), compactación y formación de capas endurecidas.
- b. Degradación del medio químico: disminución de la fertilidad y desequilibrio elemental por acidificación, sodificación, y formación de compuestos tóxicos.
- c. Degradación del medio biológico: disminución orgánica del suelo, y reducción de la macro y microfauna del suelo.

Textura y estructura del suelo y sus efectos sobre el desarrollo de las raíces

Los suelos han sido descritos por muchos años en términos de las proporciones de partículas de diferentes tamaños que contiene. Dependiendo del tamaño, las partículas son clasificadas como arena, limo y arcilla, y la textura corresponde a una mezcla de estas partículas. Las distintas proporciones en que se encuentran estas en los diferentes suelos ha generado lo que conocemos como clases texturales. Así, un suelo de textura franca, es una mezcla de arena, limo y arcilla en rangos de 30 a 50% de arena, 30 a 50% de limo y 7 a 27% de arcilla. Los suelos francos son los de mayor valor para la agricultura debido a que poseen una combinación de partículas que se traduce en un reservorio adecuado de agua, aire y

nutrientes para el desarrollo de las plantas en cualquier situación (Martín De S.O., *et al.*, 1993).

La naturaleza física y química del suelo afecta directamente, tanto la tasa de crecimiento como la masa radical. El crecimiento está limitado por la porosidad del suelo, el tamaño de los poros y la movilidad de las partículas del suelo, cada uno de los cuales afecta la resistencia mecánica. Los extremos de las raíces pueden ejercer una presión de 15 a 25 bar y deformar el suelo. Una fuerza aún mayor se ejerce lateralmente por las raíces que desarrollan engrosamiento secundario (Venegas, 1980).

La profundidad de enraizamiento aumenta mientras la textura cambia de arena a arcilla si ambos son profundos, bien drenados y no compactados. En suelos arenosos y limosos, las raíces principales son superficiales, pero con ramificaciones verticales. En suelos arcillosos las raíces principales penetran en el subsuelo en ángulo (Venegas, 1980).

Desde la perspectiva de las propiedades físicas del suelo, conocer la textura de él no es de gran valor, si no se considera la estructura, fenómeno que ocurre naturalmente y consiste en la agregación de las partículas primarias de arena, limo y arcilla, formando partículas compuestas llamadas agregados, que pueden ser clasificadas de acuerdo a su forma y ordenación. La estructura del suelo es una de las más importantes propiedades que afectan a la producción de cultivos, porque influye en la profundidad a la cual las raíces pueden penetrar, el volumen de agua que se puede acumular, y el movimiento del agua, el aire, los nutrientes, y la fauna del suelo (Bullock y Murphy, 1980). Narro Farías (1994), la define como “ la manera en que sus partículas primarias (arena, limo, y arcilla) están ensambladas formando agregados, es decir unidades mayores con planos débiles entre sí.

Es importante señalar, que mientras la textura se puede considerar como una propiedad constante en cada horizonte del suelo, la estructura puede experimentar una gran variabilidad en función de cambios climáticos o manejos que se efectúen en él. La estructura proporciona una armazón tridimensional ocupada por sólidos que dejan numerosos espacios vacíos. Estos espacios vacíos o “poros” pueden presentarse tanto dentro de los agregados como entre ellos, siendo por lo general el tamaño de estos últimos considerablemente superior al de los primeros. Bullock y Murphy (1980) definen la estructura como “ la disposición espacial de las partículas primarias y poros, incluyendo el tamaño, forma y disposición de algunos agregados y los poros entre agregados”. Así, el tamaño y la cantidad de poros presentes está influido en gran medida por la estructura.

Las fuerzas que unen las partículas primarias dentro de los agregados son de naturaleza débil, por lo cual son susceptibles de ser destruidos con relativa facilidad. Entre los factores degradantes de la estructura, merecen destacarse la disminución de contenido de materia orgánica; el laboreo excesivo con implementos de labranza, como arados de vertedera y discos, y rastras de discos que van degra-

dando el suelo al invertirlo; el impacto de las gotas de lluvia y escorrentía, que provocan procesos erosivos; y la compactación por el empleo de maquinaria y equipos agrícolas, la cual puede ser superficial o subsuperficial.

En la formación de las estructuras se pueden reconocer dos aspectos. El primero, es el desarrollo de relaciones entre las partículas, lo que le confiere estabilidad; y en segundo lugar, la separación de las unidades estructurales unas de otras, que confiere el tamaño y forma a las estructuras. La atracción que existe entre la arcilla y las partículas de mayor tamaño puede causar una marcada unión en un corto plazo. De esta forma, la formación de estructuras de la manera descrita puede variar de acuerdo con la naturaleza de la arcilla (Porta *et al.*, 1994).

Por otra parte las arcillas con una alta proporción de iones calcio intercambiables forman agregados metaestables, que son estables en agua si no son sometidas a una fuerza lo suficientemente grande como para separarlos en sus partículas individuales; pero una vez que han sido separadas, muchos tipos de arcillas forman una pasta dispersa que necesita una concentración de ión calcio de 10^{-3} mol/L para la floculación.

Los suelos que contienen carbonato de calcio, particularmente si está finamente dividido, están frecuentemente floculados porque la concentración de ión calcio es generalmente mayor de 10^{-3} mol/L. El carbonato de calcio tiene un efecto cementante directo, y contribuye a la estabilidad estructural. Monier (1965), define la estabilidad estructural como “ la resistencia que los agregados del suelo oponen a las influencias desintegradoras del agua y a la manipulación mecánica”. Los suelos inestables son aquellos que pierden fácilmente su estructura, cuando las lluvias caen sobre la superficie del suelo, o bien cuando el agua es retenida en su superficie.

Rol de materia orgánica en la formación y estabilización de la estructura del suelo

Hay muchas pruebas de que la materia orgánica del suelo estabiliza los agregados y poros estructurales. Aunque sólo esta implicada una pequeña fracción de la materia orgánica total, muchos estudios han demostrado buenas correlaciones entre la materia orgánica y la estabilidad estructural del suelo.

En 1940, se llevaron a cabo estudios que demostraron la importancia de los microorganismos en la formación de las estructuras del suelo. En dichos estudios se encontró una marcada agregación de las partículas cuando se inoculó suelo estéril con sucrosa más una suspensión de suelo, mientras que donde se omitió la inoculación con suspensión de suelo, no se produjo agregación. De esta forma se demostró la importancia de la acción microbiana en el proceso (Black, 1968).

La acción de los microorganismos parece afectar la estabilidad en al menos tres formas. Primero, los filamentos de los tejidos microbianos pueden formar una red dentro y alrededor de las partículas minerales. Segundo, ciertos organismos del suelo producen polisacáridos de naturaleza mucilaginosos que pueden cementar las partículas minerales. En tercer lugar, los microorganismos producen residuos orgánicos diferentes a los polisacáridos, que también ayudan en la agregación de las partículas. Reid y Goss (1981), señalan que las plantas pueden modificar la estructura del suelo afectando a su formación y su estabilización, fundamentalmente por las diferentes propiedades que poseen las plantas para producir material estabilizante en la rizosfera, como algunos polímeros que aglutinan partículas de suelo.

Los agentes ligantes orgánicos han sido clasificados en transitorios, temporales y persistentes dependiendo de su longevidad. Los transitorios incluyen algunos exudados microbianos y radicales de polisacáridos y mucopolisacáridos cuyo efecto dura sólo unas pocas semanas; los temporales se asocian principalmente con raíces e hifas fúngicas que duran solo unos pocos meses; y los persistentes incluyen compuestos orgánicos aromáticos ligados por cationes metálicos polivalentes a las superficies de arcilla y, también, a otros polímeros fuertemente adsorbidos. Entre los hongos filamentosos, que se multiplican en la materia orgánica degradable del suelo, hay especies cuyos micelios ligan arcilla o partículas del suelo a su superficie y pueden estabilizar las superficies de los poros del suelo sobre los que crecen (Black, 1968).

Cuando se hacen enmiendas de residuos orgánicos al suelo, se produce un rápido cambio en la estabilidad de su estructura. Esto es ocasionado en parte por la producción de mucopolisacáridos de las bacterias del suelo, y en parte, por el crecimiento de hifas fúngicas sobre partículas del suelo, pues algunas de estas hifas son adsorbidas sobre o adheridas a las superficies sobre las que crecen. Muchas de las bacterias del suelo producen mucosidades, bien como mucus extracelulares o capsulares, o bien como mucosidades de la pared, y es probable que la mayor parte de los polisacáridos sean de origen bacteriano (Black, 1968).

Infiltración del agua en el suelo

El agua penetra en los suelos cuando la superficie se moja, ya sea por lluvia o por riego. Si la cantidad de agua aplicada al suelo es poca, no se forman pozas de agua en la superficie del mismo, es decir la velocidad de infiltración es superior a la intensidad de lluvia o riego aplicado, pero cuando se aumenta la cantidad aplicada, llega un momento en que el terreno no es capaz de absorber toda el agua que se le aporta y se forman empozamientos superficiales. Si se continúa aplicando agua, esta comienza a ocupar la totalidad de los poros del suelo, desplazando al aire, pasando a un régimen de conducción saturado.

El ritmo de la absorción de agua en el suelo se puede evaluar indirectamente a través de las medidas de velocidad de infiltración y conductividad hidráulica saturada. Las medidas de la infiltración del agua en el suelo, que corresponde a la entrada del agua en el perfil, son preferibles para evaluar el efecto de los poros sobre las propiedades hidráulicas del suelo (Wang *et. al.*, 1996).

Como el agua sólo transita a través de los poros, el flujo que circula será proporcional al diámetro de los poros, disminuyendo conforme los diámetros de ellos se reducen, pero esta disminución de velocidad, aparte del efecto geométrico, es aún en mayor grado para los poros pequeños, debido a que la movilidad de las moléculas de agua unidas a las partículas sólidas, es muy baja por los efectos de adsorción.

De esta forma, la cantidad de agua que entra en un suelo por unidad de tiempo, depende no solo de la capacidad del suelo para almacenar agua, sino también de la velocidad con que el exceso de esta se mueve a capas más profundas.

Reacciones de superficie: adsorción e intercambio iónico

Los elementos químicos constituyentes del suelo pueden ocupar distintas posiciones (Porta, López-Acevedo y Roquero, 1994).

Posición de los elementos químicos en el suelo:

- **En la fase sólida**
Inmovilizados en estructuras minerales cristalinas y amorfas y en compuestos orgánicos
- **En la interfase sólido-líquido**
Localizados en la superficie de determinadas partículas y en su área de influencia
- **En la fase líquida**
Disueltos en la solución de suelo y como partículas en suspensión

Los elementos químicos de una red cristalina se encuentran allí desde el momento en que se formó el mineral y hasta que los procesos de meteorización vayan permitiendo su salida de la red. Finalmente, la red colapsa y el mineral se desintegra.

En la interfase sólido-líquido ocurren reacciones de superficie con uniones de distinto tipo entre los elementos y la superficie.

En la fase líquida, los iones disueltos precipitan al secarse el suelo y vuelven a disolverse cuando llueve o se riega. Los elementos de la fase líquida tienen una elevada movilidad, pudiendo ser traslocados dentro del suelo o perdidos por lavado.

El comportamiento de un mismo elemento, su movilidad y disponibilidad para las plantas serán totalmente distintos según la posición que ocupa en el suelo

En la interfase sólido-líquido ocurre el fenómeno denominado **adsorción**, definido como la asociación de materia, ya sean átomos, moléculas o iones, a las superficies de los sólidos. Esto hace que las concentraciones de las sustancias disueltas en la fase líquida sean diferentes a las que se encuentran en las proximidades de las partículas.

La mayoría de las partículas del suelo tiene una débil carga eléctrica en su superficie generada por sustitución isomórfica (carga permanente) o por deprotonación de hidroxilos de los bordes de los cristales, de las superficies de los componentes amorfos y de los grupos funcionales de la materia orgánica (carga variable). Existen cargas negativas y positivas, pero generalmente predomina la carga negativa. La variación de las cargas con el pH está representado en la Fig. 1.

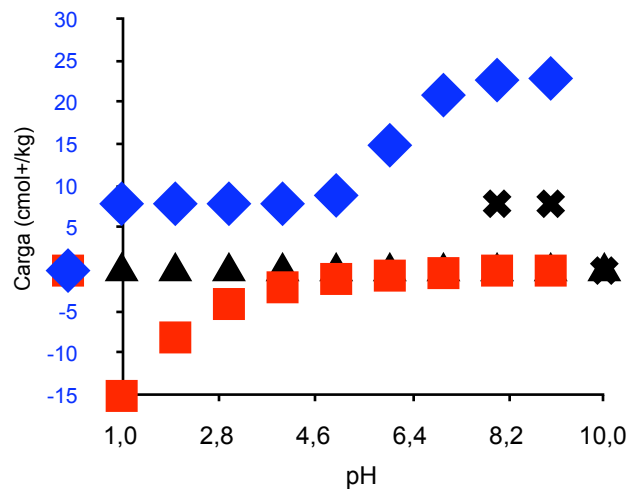


Figura 1. Efecto del pH sobre las cargas de las partículas del suelo

A pH ácidos pueden existir cargas negativas y positivas y el valor de pH al cual se igualan las cargas negativas y positivas se denomina punto de carga cero (pcc). A medida que aumenta el pH se incrementa la carga variable.

Aunque las partículas del suelo tengan carga negativa no puede existir un desbalance eléctrico en el suelo, por lo tanto se produce una atracción de cationes de la

solución de suelo, formándose una doble capa de cargas que se denomina "doble capa difusa". La capa interna es la carga negativa de la partícula del suelo; la capa externa está formada por los cationes de la solución de suelo que son atraídos hacia la superficie de la partícula en proporción a la carga negativa disponible (Fig. 2). Esto significa que un catión divalente como calcio (Ca^{++}) o magnesio (Mg^{++}) neutralizará dos cargas negativas de la superficie, mientras que los iones monovalentes como el potasio (K^+), sodio (Na^+) o hidrógeno (H^+) neutralizarán una carga negativa cada uno. En los suelos ácidos, el ión aluminio (Al^{+++}), que puede estar combinado con uno o dos grupos hidroxilos ($\text{Al}(\text{OH})^{++}$, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$), neutralizará tres, dos o una carga negativa respectivamente. Puede haber muchos otros cationes atraídos en pequeñas cantidades por las superficies coloidales. Algunos de ellos son micronutrientes de gran importancia en el desarrollo de las plantas.

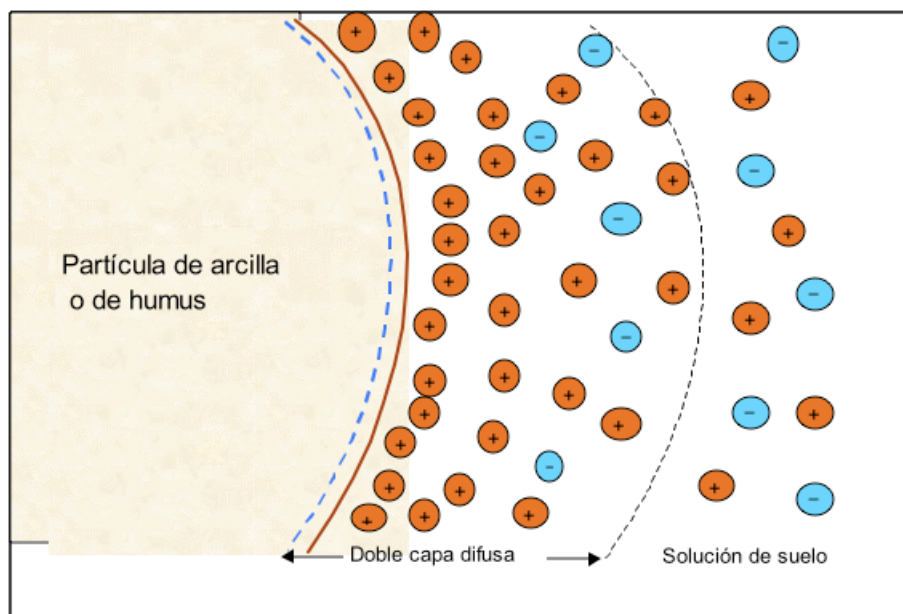


Figura 2. Representación de la distribución de iones en un sistema sólido-solución.

La concentración de cationes es mayor en la superficie de la partícula cargada negativamente y va disminuyendo con la distancia hasta igualar a la concentración de la solución externa, punto que define el límite de la doble capa difusa. El espesor de la doble capa difusa es variable y depende principalmente de la carga de los iones y de la concentración de la solución externa. Mientras mayor es la carga de los cationes y la concentración de la solución externa menor es el espesor de la doble capa difusa.

En los suelos en que el Na^+ es un catión importante, las dobles capas difusas tienen gran espesor y se produce un elevado traslape entre ellas, lo que origina fuerzas electrostáticas de repulsión que dispersa las partículas, especialmente si la

concentración salina de la solución suelo es baja, ya sea debido al riego con aguas de baja salinidad o al recibir aguas de lluvias.

Por otra parte, los suelos en que el Ca^{+2} es un catión importante, tienen dobles capas difusas de pequeño espesor, con escaso traslape, y las fuerzas de repulsión tienen poco efecto. Esto se traduce en la floculación de las partículas que permite la formación de agregados estables.

La dispersión del suelo en función del catión saturante disminuye en el orden $\text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{+2} > \text{Ca}^{+2}$

Los cationes que se encuentran en la doble capa pueden intercambiarse con los cationes de la solución de suelo, por lo que se denominan cationes intercambiables. Este intercambio se realiza en cantidades equivalentes de carga. Por ejemplo, un ión divalente (como Ca^{++}) puede reemplazar a otro ión divalente (como Mg^{++}), o puede reemplazar a dos iones monovalente (como K^+). Así se mantiene la neutralidad eléctrica (Fig. 3).

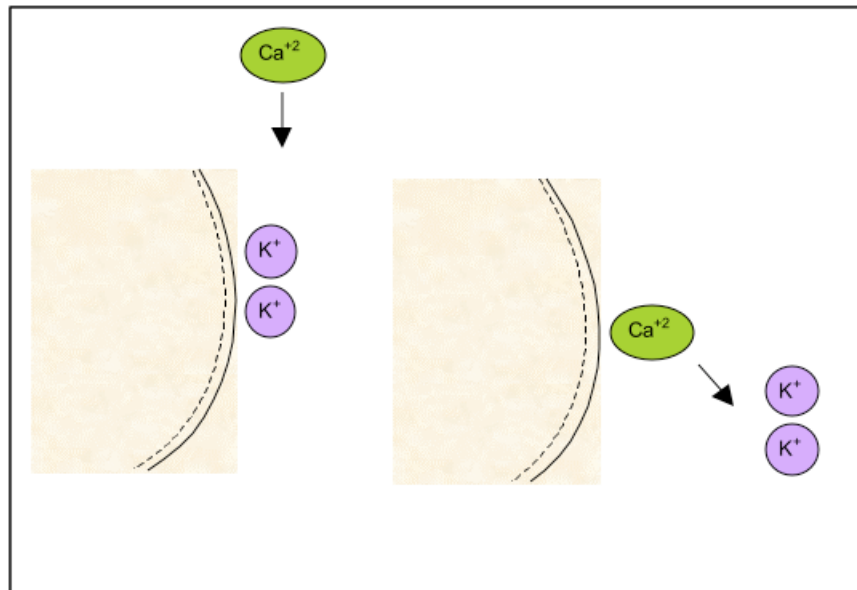
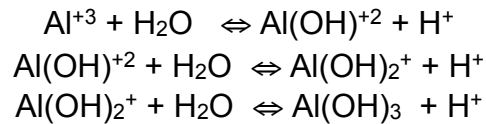


Figura 3. Representación del intercambio iónico

Los cationes intercambiables más comúnmente encontrados en los suelos pueden dividirse en cationes ácidos o acidez intercambiable: H^+ y Al^{+++} (incluyendo las formas hidroxiladas) y los mal llamados cationes básicos o bases de intercambio: Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ y Na^+ . Los cationes ácidos, cuando son liberados a la solución de

suelo, producen un aumento de la concentración de H^+ y, por lo tanto, una disminución del pH. El Al^{+++} en solución acuosa tiende a hidrolizarse, es decir, a combinarse con agua liberando H^+ , según las ecuaciones siguientes:



Los cationes básicos o bases de intercambio no producen cambios de pH en la solución de suelo y su nombre probablemente proviene del hecho que, si aumenta su proporción en el complejo de intercambio, disminuye la de cationes ácidos y, consecuentemente, el pH será mayor.

Todos los cationes intercambiables están en constante movimiento, pero la atracción los mantiene unidos a los coloides con una fuerza suficiente para evitar que se pierdan fácilmente con el agua que se mueve a través del suelo. Esta acción es muy importante para la vida vegetal debido a que mantiene a muchos nutrientes en la zona radicular de los cultivos.

La solución de suelo está en equilibrio dinámico, en cuanto a su composición iónica, con los iones de la doble capa de los coloides. Esto significa que, si la solución pierde cationes básicos por lixiviación o por absorción por las raíces, se liberan bases de intercambio para mantener el equilibrio y los sitios negativos correspondientes se neutralizan con cationes ácidos. De esta manera el suelo se va acidificando, la carga negativa variable va disminuyendo, el suelo se va empobreciendo en su fertilidad y aparecen problemas graves de toxicidad, principalmente de aluminio.

El intercambio de cationes es el sistema natural mediante el cual las raíces de las plantas obtienen los elementos nutritivos como el calcio, el cual se encuentra atraído por las superficies cargadas negativamente de los coloides del suelo. El mecanismo consiste en la liberación de iones hidrógeno a la solución de suelo por parte de las raíces, estos iones hidrógeno se intercambian con iones calcio presentes en la doble capa que rodea a los coloides del suelo, con lo cual quedan los iones calcio en la solución de suelo de donde pueden ser absorbidos por las raíces.

La capacidad de intercambio de cationes (CIC) es una medida de la cantidad de cationes que un peso determinado de suelo puede mantener en forma intercambiable, a un pH dado; en otras palabras:

La capacidad de intercambio de cationes (CIC) es una medida de la carga negativa que es capaz de desarrollar un suelo a un pH dado

Los valores de pH más usados son 7,0 y 8,2. La CIC se expresa según el Sistema Internacional de Unidades, en centimoles de carga positiva por kilogramo de suelo (cmol+/kg), que es numéricamente igual a la unidad anterior de miliequivalentes por 100 g de suelo (meq/100g).

Como ya se ha señalado, la carga permanente es independiente del pH, a diferencia de la carga variable que depende marcadamente del pH del medio. Por lo tanto, en este último caso, la utilidad práctica de la CIC es cuestionable, si el pH de la determinación no coincide con el del suelo. Para obviar este problema, se recomienda estimar la carga negativa al pH del suelo, en lo que se denomina "CIC efectiva" (CICE), y que corresponde a la suma de los cationes intercambiables. Generalmente, los cationes ácidos, o acidez intercambiable, están constituidos principalmente por Al intercambiable, siendo el hidrógeno intercambiable proporcionalmente mucho menor, por lo que la CICE puede estimarse sumando los cationes básicos de intercambio más el Al intercambiable:

La capacidad de intercambio de cationes efectiva (CICE) es la suma de los cationes intercambiables: Ca+Mg+K+Na+Al

La distribución de los cationes intercambiables en el suelo depende del material parental y de los cambios ocurridos durante su génesis. Sin embargo, en la mayoría de los suelos de pH 5,5 o superior el orden es Ca > Mg > K > Na. En los suelos sódicos, el Na ocupa el 15 % o más del complejo de intercambio.

La saturación básica es el porcentaje en que se encuentran los cationes básicos intercambiables (Ca, Mg, K y Na) con respecto a la capacidad de intercambio de cationes (CIC). Generalmente es deseable un porcentaje de saturación básica alto.

$$\text{Saturación básica} = \frac{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{K} + \text{Na}}{\text{CIC}} \times 100$$

Hasta este punto, se han considerado solamente los coloides que tienen carga negativa neta debido a que generalmente es la condición dominante. Sin embargo, el término "neta" implica que también están presente sitios cargados positivamente, aunque en menor proporción. Ciertos suelos tropicales ácidos contienen coloides con carga neta positiva, y estos coloides atraen e intercambian aniones solubles tal como los coloides cargados negativamente atraen e intercambian cationes solubles. Aniones solubles tales como nitrato (NO₃⁻), cloruro (Cl⁻) y sulfato (SO₄⁻²)

son adsorbidos e intercambiados sobre las superficies cargadas positivamente, mientras que los cationes permanecen en la solución. El fosfato (H_2PO_4^-) también es atraído hacia estas superficies pero la unión es mucho más fuerte sobre las superficies de minerales que contienen hierro, aluminio y calcio, debido a mecanismos de adsorción específica que operan en los suelos cargados tanto positiva como negativamente.

Salinidad y sodicidad en suelos

La salinidad y sodicidad de los suelos y aguas es un problema común en zonas áridas y semiáridas, las cuales poseen importantes áreas improductivas debido a esta causa.

Las sales presentes en los suelos salinos se originan en la meteorización de las rocas que constituyen la corteza terrestre. En los climas húmedos, las sales son lavadas en forma natural y llevadas al mar por las napas subterráneas. En los climas áridos o semiáridos no existe la posibilidad de un lavado natural del suelo. La escasa percolación profunda observada junto a una alta evapotranspiración, produce una acumulación de sales en el perfil del suelo que afecta el normal crecimiento y desarrollo de muchas especies cultivadas, especialmente frutales caducifolios.

Aproximadamente el 25% de la superficie de la tierra presenta condiciones de aridez, con potenciales problemas de salinidad. Los suelos salinos se encuentran preferentemente en la agricultura de riego bajo condiciones de aridez.

En Chile, el problema de la salinidad en relación con la agricultura de riego se presenta desde la frontera chileno-peruana hasta la ciudad de Santiago por el sur; siendo de mayor relevancia en los valles de Lluta, Azapa y Camarones en la I Región; la zona regada de Calama en la II Región; valle del río Copiapó y la desembocadura del río Huasco en la III Región; la zona de las vegas en La Serena y algunos sectores al oriente de Ovalle en la IV Región y la zona de Batuco en la Región Metropolitana.

El diagnóstico de condiciones salinas en suelos se basa en la conductividad eléctrica (CE) de extractos de saturación de pastas de suelos. Desde el punto de vista taxonómico, la división tradicional entre suelos salinos y no salinos ha sido de 4 dS/m, límite que sigue vigente a pesar de que algunos cultivos y numerosos frutales, hortalizas y ornamentales pueden dañarse con valores de CE entre 2 y 4 dS/m, e incluso menores, y a que el aumento en la eficiencia del riego tiende a disminuir la cantidad de agua de drenaje.

Además de la salinidad, otro problema que pueden presentar los suelos afectados por sales es el de la sodicidad, es decir, un aumento en la proporción de sodio intercambiable.

Originalmente, el diagnóstico de condiciones sódicas en suelos se basaba en los valores del porcentaje de saturación de sodio intercambiable (PSI) y se había establecido el límite de 15% para separar los suelos sódicos de los no sódicos. Sin embargo, debido a la estrecha relación que existe entre el PSI y la relación de adsorción de sodio (RAS) para valores bajo 40 y a que las determinaciones tradicionales del PSI están sujetas a numerosos errores potenciales, actualmente se recomienda usar el RAS del extracto de saturación para caracterizar la condición sódica, definiéndose un valor de RAS de 13 como límite para dividir suelos sódicos de suelos no sódicos (Soil Science Society of America, 1987; Soil Survey Staff, 1999).

En contraste con la salinidad, la sodicidad afecta adversamente las propiedades físicas del suelo, alterando las propiedades de los agregados y reduciendo la permeabilidad al agua y al aire. El efecto de la sodicidad sobre las plantas es de menor importancia que la salinidad y se manifiesta generalmente en una deficiencia de calcio inducida por las altas concentraciones de sodio. Las etapas de germinación de los cereales son particularmente susceptibles a la deficiencia de calcio, aunque hay una gran variabilidad entre las especies e. incluso, entre las variedades.

Efectos de la salinidad y de la sodicidad en la estructura del suelo y la velocidad de infiltración del agua

La adsorción de Na sobre la superficie de las arcillas aumenta el espesor de la doble capa difusa que rodea a las partículas de arcilla, aumentando la fuerza repulsiva entre partículas adyacentes de igual carga. Este fenómeno produce dispersión de las arcillas y deterioro de la estructura del suelo. Pero, si se aumenta la concentración de electrolitos se reduce el espesor de la doble capa difusa contrarrestando el efecto dispersivo del Na (Pizarro, 1987).

Estos mecanismos gobiernan los efectos de la sodicidad y la salinidad sobre las propiedades físicas del suelo de importancia práctica. Así, por ejemplo, la conductividad hidráulica depende de la combinación de sodicidad y salinidad de la solución de suelo. Mientras mayor es el RAS y menor la salinidad, mayor es la reducción en la conductividad hidráulica. Cada suelo responde en forma distinta a la misma combinación de RAS y salinidad debido a las diferencias en el contenido y calidad de la arcilla, de la materia orgánica y de los óxidos de hierro y aluminio. Sin embargo, en forma muy general, puede esperarse una reducción del 10-25% en la conductividad hidráulica en suelos con RAS 15 si la salinidad es menor de 0,5-5 dS/m. Una reducción similar puede esperarse en suelos de RAS tan bajos como 3 si la salinidad es menor de 0,2-1dS/m.

La velocidad de infiltración del agua es especialmente afectada por la combinación de sodicidad y salinidad. Cuando el agua infiltra en la superficie del suelo, la solu-

ción de suelo en el suelo superficial es esencialmente la misma del agua de riego, mientras que el PSI es esencialmente el que preexiste en el suelo (ya que el PSI es tamponado contra cambios rápidos por la capacidad de intercambio de cationes).

La Fig. 4 permite estimar los valores umbrales de RAS (~PSI) del suelo superficial y conductividad eléctrica del agua de riego para mantener la permeabilidad del suelo. Debido a las diferencias significativas que existen en la respuesta a la salinidad-sodicidad entre los suelos, esta relación debe usarse solamente como una guía aproximada. La reducción en la infiltración de agua bajo lluvia o riego por aspersión puede ser mayor que la indicada en la Fig. 4, debido a que la dispersión de las partículas y el rompimiento de agregados se favorece por la energía del agua que cae.

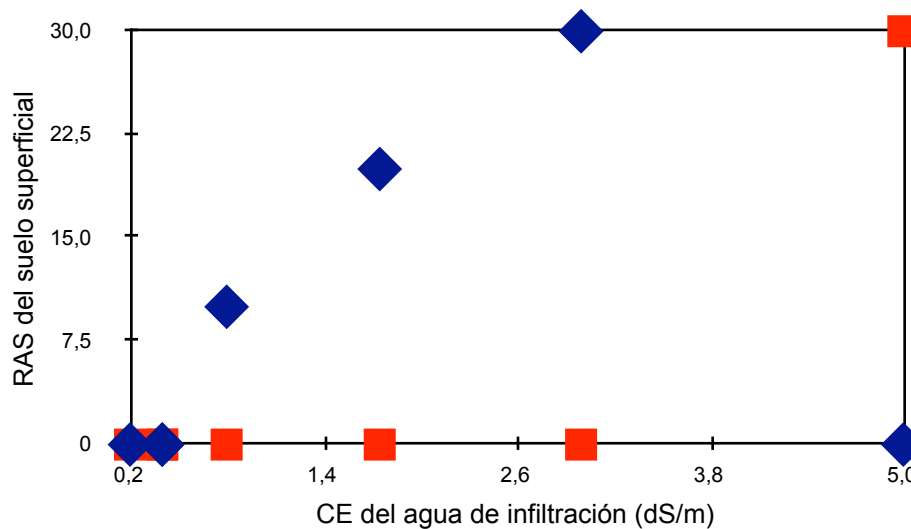


Figura 4. Reducción relativa de la infiltración en relación con el RAS del suelo superficial y la CE del agua de infiltración. (Ayers y Westcot, 1987)

Un alto porcentaje de suelos afectados por salinidad no se originaron a partir de material parental rico en sales solubles, sino que han sido salinizados debido al aporte de sal que hace el agua de riego y en algunos casos de suelos con drenaje insuficiente por elevación capilar del agua freática.

Históricamente, el comportamiento de la física de los suelos afectados por sales ha sido descrito en términos de los efectos combinados de la salinidad del suelo medido por la conductividad eléctrica del extracto de saturación (CEe) y por el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) sobre la floculación y dispersión.

Tanto la C_{Ee} y el PSI afectan el balance entre las fuerzas de atracción y repulsión entre las partículas del suelo, especialmente en aquellas del tamaño de las arcillas. Las fuerzas de repulsión aumentan con la disminución de la C_{Ee} y el aumento del PSI. Cuando las fuerzas de repulsión exceden las fuerzas de atracción, las arcillas del suelo pueden absorber agua, o hincharse y así las partículas que estaban unidas por varios tipos de fuerzas se separan o dispersan. El hinchamiento reduce el radio de los poros del suelo.

La dispersión en la superficie del suelo produce la destrucción de los agregados y los poros del suelo. Además, las partículas dispersas pueden moverse hacia abajo y así bloquear los poros en profundidad.

Uno de los factores involucrados en la disminución de la velocidad de infiltración, es la formación de sellamientos o costras en la superficie del suelo. En los suelos de regiones semiáridas, generalmente el contenido de materia orgánica es bajo, la estructura del suelo es inestable y el sellamiento es el factor principal que afecta las condiciones de estabilidad dinámica de la velocidad de infiltración.

La formación del sellamiento es debido a dos procesos. En primer lugar, la desintegración física de los agregados del suelo y su compactación causado por el impacto del agua, especialmente la gota de agua, y en segundo término, la dispersión química y movimiento de las partículas de arcilla dentro del suelo, las cuales tapan los poros conductores.

La velocidad de infiltración es especialmente sensible a los efectos de la RAS (relación de adsorción de sodio) y CE del agua de riego, debido al impacto de la caída de la gota de agua y a la relativa libertad de movimiento de las partículas en la superficie del suelo.

La dispersión y desintegración de los agregados del suelo puede ocurrir a valores de porcentaje de sodio intercambiable (PSI) menores a 15, si la concentración total de sales solubles es baja.

En suelos con niveles de calcio y magnesio relativamente altos en comparación al sodio, o simplemente con altas concentraciones de sales solubles (suelos salinos), la competencia por formar uniones con las arcillas es ganada por estos elementos que, a diferencia del sodio, tienen menor capacidad de hinchamiento. Esto permite que las partículas puedan acercarse bastante para su cohesión y formación de agregados. Un suelo con estructura posee poros de mayor tamaño, lo que mejora la permeabilidad y laboreo en comparación a suelos que presentan partículas individuales y no forman agregados.

Los cationes como calcio y magnesio son atraídos a la superficie de las arcillas con una fuerza dos veces mayor que el sodio, lo que resulta muy positivo, ya que de existir aumentos en los niveles de sodio, se podría mitigar su efecto con la adición de calcio. La adición de yeso (sulfato de Ca hidratado) a la superficie del sue-

lo o al agua de riego ayuda a evitar problemas de bajas velocidades de infiltración y encostramientos. El yeso aumenta la concentración total de sales del agua de riego y suministra Ca divalente para reemplazar el sodio.

La sustitución del sodio por Ca en el complejo de intercambio, debe ir acompañada de un lavado para lixiviar el exceso de sales. Otra alternativa a la aplicación del yeso puede ser induciendo la solubilización de compuestos de calcio si están presentes en el suelo por medio de la utilización de algún ácido o compuesto que genere ácido, como por ejemplo ácido sulfúrico, sulfato de fierro o azufre.

La cantidad de yeso a aplicar como enmienda al suelo puede ser estimada sobre la base del sodio que debe ser desplazado del perfil y de la eficiencia de cada compuesto para este efecto. Aproximadamente 2,5 toneladas de yeso por ha son capaces de reducir en un 10 % el sodio en los primeros 15 cm de un suelo de textura arenosa, mientras que en un suelo arcilloso solo alcanzaría al 3 %. En el Cuadro 1 se indican los requerimientos de yeso o azufre con relación a la concentración de sodio intercambiable.

Cuadro 1. Cantidades de yeso o azufre necesarias para sustituir las cantidades indicadas de sodio intercambiable.

Sodio intercambiable (cmol+/kg)	Yeso (ton/ha)*	Azufre (ton/ha)*
1	4,2	0,89
2	8,4	1,78
3	12,6	2,67
4	16,8	3,56
5	21,0	4,45
6	25,2	5,34
7	29,4	6,23
8	33,6	7,12
9	37,8	8,01
10	42,0	8,90

Fuente: Manual USDA N° 60

*Sustitución hasta una profundidad de 30 cm en una hectárea

En conclusión, los suelos con altas concentraciones de sales y bajos valores relativos de sodio (PSI) pueden considerarse como indicadores de buenas propiedades físicas del suelo, mientras que bajas concentraciones de sales y proporciones relativamente altas de sodio, afectan negativamente la permeabilidad de los suelos.

Compactación y sellamientos superficiales del suelo y sus efectos asociados al desarrollo de los vegetales

La compactación y sellamientos superficiales del suelo corresponden, a fenómenos localizados superficialmente que se forman en el caso de compactación, como consecuencia del tráfico frecuente de la maquinaria que causa compresión directa del suelo, y pisoteos debido a labores realizadas por los individuos como son la cosecha, poda etc. Por otra parte, la formación del sellamiento es debido a dos procesos. En primer lugar, la desintegración física de los agregados del suelo y su compactación causado por el impacto del agua, especialmente la gota de agua, y en segundo término, la dispersión química y movimiento de las partículas de arcilla dentro del suelo, las cuales tapan los poros conductores (Gupta, and Allmaras, 1989).

El concepto de compactación de suelo ha sido descrito por diversos autores y se define “ como la modificación en el volumen y la estructura de los poros”. Observaciones detalladas utilizando técnicas microscópicas en muestras de suelo compactado, revelan una notable reducción en el número y tamaño de los macroporos, así como un cambio en la forma y continuidad del espacio poroso total (Soane *et al.*, 1981). Dexter (1988) señala que el paso sistemático del tractor y los equipos de laboreo, producen la formación de una “suela de arado”, a una cierta profundidad en el perfil del suelo, lo que impide el desarrollo de las raíces en profundidad . Lo anterior se refiere a un impedimento físico que se ubica en el suelo subsuperficialmente. Hillel (1980), señala que en un contexto agronómico un suelo se considera compactado cuando la porosidad total es baja y sin aireación, con una densidad aparente alta y poros pequeños que impiden la penetración de las raíces de los cultivos y el drenaje del suelo.

Estos fenómenos parecen ser simples, pero son difíciles de predecir, debido a la gran variabilidad de tipos de suelos y de fuerzas naturales o aplicadas que actúan sobre los suelos. Esta compactación y sellamiento superficial influyen en la mayoría de los procesos físicos y biológicos que ocurren en el suelo.

Mediante este proceso, la estructura se disturba y las partículas del suelo se ponen más en contacto entre sí, lo que conlleva la expulsión del agua o el aire de los poros. Esto produce a la larga una compactación del suelo, que provoca un aumento de la densidad aparente, y pérdida de la porosidad, llevando ello al deterioro de la calidad del sitio para el crecimiento de los vegetales, tanto por la pérdida del espacio poroso como por la resistencia al arraigamiento. En el Cuadro 2, se presentan los valores de densidad aparente y porosidad de suelos para distintas texturas no compactados.

Cuadro 2. Propiedades físicas de suelos con diferentes texturas no compactados.

Textura	Densidad aparente (Mg/m³)	Porosidad (%)
Arenosa	1,65 (1,55 - 1,80)*	38 (32 - 42)
Franca	1,40 (1,35 - 1,50)	47 (43 - 49)
Franco arcillosa	1,35 (1,30 - 1,40)	49 (47 - 51)
Arcillosa	1,25 (1,20 - 1,30)	53 (51 - 55)

*Valores entre paréntesis corresponden al rango

Fuente: Grassi G.C. 1987. Diseño y operación del riego por superficie. CIDIAT, Mérida (Venezuela)

La presión que ejerce el peso sobre el suelo, dadas las condiciones expuestas, produce un brusco cambio en la porosidad del suelo. La compresión reorienta las partículas, y con ello un aplastamiento y ruptura de los agregados, transformando los macroporos en medianos y finos. Además, las partículas de suelo dispersas por efecto del sodio, limitan severamente la infiltración del agua. El resultado es una reducción en el intercambio gaseoso, disminución de la actividad biótica y de la capacidad de almacenamiento de agua útil. Con esto, la proliferación de las raíces se afecta debido al aumento de la resistencia a la penetración y disminución de la aireación.

Problemas de sellamientos superficiales de suelos en fruticultura

Los sellamientos superficiales de suelos se ha vuelto un problema a nivel mundial en la fruticultura a causa de diversos factores. Entre estos, se encuentran el uso intensivo de maquinaria agrícola en las distintas tareas de manejo de los huertos frutales, como son las aplicaciones sanitarias y equipos de cosecha entre otros, sumado a la incorporación de suelos marginales con problemas de salinidad. Además, la práctica de cero labranza, realizada en no pocas explotaciones frutales, ha contribuido a estos sellamientos superficiales, al no existir una cubierta vegetal que mejore las características físicas del suelo facilitando su permeabilidad (Gupta, and Allmaras, 1989).

Estos son problemas frecuentes en huertos frutales y parronales, que se traducen en una pérdida progresiva de la estructura de suelo, dispersión de partículas y, por consiguiente, una drástica disminución en el espacio poroso. La pérdida de estructura, como consecuencia de la dispersión y compactación, tiene una serie de implicancias de gran importancia, principalmente aquellas asociadas con el movimiento del agua y el aire en el suelo. Para que el sistema radical de una especie frutal se desarrolle correctamente, la raíz debe crecer en un medio donde encuentre aire y agua, con un equilibrio adecuado de macro y microporos, cualquiera sea la profundidad de arraigamiento de la especie. En suelos bien estructurados, se produce anaerobiosis por cortos períodos de tiempo durante el riego, gracias a una adecuada permeabilidad y drenaje interno, pero en suelos con sellamientos superficiales y pérdida de estructura por compactación, la permeabilidad y drenaje interno se restringen de forma tal, que el suelo se satura, y las raíces permanecen largos períodos de tiempo sin oxígeno, provocando la formación de compuestos tales como: precursores del etileno, etanol y aldehído acético. Esto causa en principio una detención del desarrollo radical y vegetativo, y posteriormente, pudrición y muerte de raicillas, con consecuencias significativas de pérdida de vigor y producción (Razeto, 1993).

En síntesis, como se definió previamente, el principal problema asociado a los sellamientos y compactaciones superficiales, con relación al agua, es la reducción de la conductividad hidráulica del suelo o la facilidad relativa del movimiento interno del agua, con todas las consecuencias que esto tiene sobre el desarrollo general de la planta. Una forma práctica de evaluar el grado de compactación es midiendo la "velocidad de infiltración" con un cilindro infiltrómetro u otra técnica, cuando el suelo tiene contenidos de humedad cercanos a la capacidad de campo. Este indicador proporciona información del estado de los suelos, y orienta en el diagnóstico y posterior estrategia de manejo para solucionar el problema.

Condiciones físicas del suelo para un adecuado desarrollo radical

Para que las múltiples funciones del sistema radical como son absorción, transporte de nutrientes, agua, anclaje, almacenamiento y síntesis de compuestos orgánicos, se lleven a cabo correctamente, el medio donde se desarrollan cumple un rol fundamental. La cantidad de agua y nutrientes minerales disponibles para las plantas esta determinada por el volumen de suelo con que sus raíces entran en contacto.

En suelos profundos y bien aireados, las raíces pueden llegar a varios metros de profundidad, aunque la mayor cantidad se concentra entre los 0,6-1,5 m. Cuando el suelo presenta una cantidad de poros adecuados y de un diámetro tal, que las raíces penetren sin mayor esfuerzo, estas crecen activas y vigorosas. Los pelos radicales tienen un diámetro cercano a 10 μm , de manera que los poros con un diámetro menor no permiten ser colonizados por ellos. Debido a esto, la magnitud

de la porosidad gruesa es esencial en el arraigamiento, pudiendo ser estos expandidos si la fuerza que une las partículas es menor que la presión provocada por el crecimiento. A medida que las condiciones alrededor de la raíz se tornan desfavorables, el sistema radical será menos ramificado, corto y más grueso, de forma que en suelos compactos las raíces se desarrollaran en una estrata delgada de suelo con severas restricciones de crecimiento (Venegas, 1990).

Aireación

Las raíces sólo se desarrollan satisfactoriamente en un medio debidamente aireado. El suelo interviene en el crecimiento de las raíces mediante el contenido de su atmósfera en gas carbónico, oxígeno y, eventualmente, en productos derivados de la descomposición anaeróbica, como ácido sulfídrico y metano entre otros. Los requerimientos de oxígeno por parte de las raíces, varían entre especies; la mayoría de los frutales especialmente de la familia de las Rosáceas poseen altos requerimientos y funcionan mejor con concentraciones sobre 10%. Su crecimiento es reducido fuertemente, entre un 3 a 8%. Las raíces activas son muy sensibles al stress de oxígeno con una detención de la actividad de los pelos radicales dentro de los 30 minutos siguientes después que el oxígeno se hace limitante (Venegas, 1990).

La falta de oxígeno en el suelo puede ser consecuencia de una inadecuada aireación debido a insuficientes espacios porosos para el intercambio gaseoso, como en suelos compactados o de textura muy fina; o mal estructurados o pobre aireación a causa de suelos inundados (Venegas, 1990).

Las diversas especies tienen sensibilidades diferentes a los contenidos débiles de oxígeno. Es así como el crecimiento de las raíces del manzano y peral se ven perturbados con niveles de oxígeno de 1 a 5%, permanecen vivas entre 1 a 3%, su crecimiento es normal entre 5 a 10%, pero para la formación de raíces nuevas se requiere un 12 %. Mientras que el duraznero no crece bajo 5% (Venegas, 1990).

Los efectos de la aireación en la parte aérea de las plantas también varía entre las especies. Las vides por ejemplo, mueren con concentraciones de 5 %, el manzano y el peral tienen crecimiento anormal por debajo del 7%, marchitándose por debajo del 1% y muriendo después; el duraznero tiene crecimiento anormal bajo 7%, se reduce al llegar la concentración al 5% y muere cuando alcanza el 2% (Venegas, 1990).

Es importante destacar que existe una interacción entre las necesidades de las raíces, respecto al oxígeno y la temperatura del suelo, ya que la concentración del oxígeno en la atmósfera del suelo debe ser tanto mayor cuanto más elevada es la temperatura de este.

Esto quiere decir que las consecuencias funestas de una mala aireación, varían según la época del año y estado fenológico de las plantas. En general, la tolerancia a la asfixia es mayor durante el período de receso en el caso de las especies caducifolias, pero se hace crítica a medida que aumenta la temperatura y la tasa de transpiración. Es por esto que pueden producirse accidentes causados por asfixia radical debido a excesos de agua en épocas otoñales e invernales, favorecidos por temperaturas cálidas en dichos períodos, que estimulan crecimiento de raíces.

Algunas bases fisiológicas del movimiento del agua en las plantas que afectan al regadío

En un principio, se desarrollaron los conocimientos del movimiento del agua en el suelo estableciendo que ésta era retenida con diversas fuerzas y que oscilaba entre 33 kPa y 1500 kPa (1/3 atm y 15 atm). Por lo tanto, según la textura del suelo, la disponibilidad de agua variaba para el abastecimiento de las plantas. De acuerdo con estos criterios, se diseñaron equipos y procedimientos para estimar los niveles de abastecimiento del agua y satisfacción de los requerimientos que las plantas tenían para su crecimiento como eran tensiómetros, lisímetros, etc (Alonso, 1997).

Por otro lado, desde hace bastante tiempo, se ha planteado que el movimiento del agua dentro de las plantas estaría asociado a una diferencia de potencial, influido por algunos de sus componentes, con fuerte énfasis en el potencial osmótico. Esta diferencia de potencial se generaba entre el potencial del agua que se encuentra dentro y fuera de las raíces a medida que diversos componentes interactuaban a través de la planta hasta alcanzar el nivel de las hojas.

La evaporación del agua a nivel de las plantas se consideraba que estaba asociado principalmente con la temperatura y la concentración de anhídrido carbónico, factores que estarían controlando en forma importante la abertura y cierre de estomas y que serían parte del sistema que controla la diferencia de potencial. Por ello, se diseñaron sistemas y procedimientos para poder evaluar la necesidad de agua de las plantas, en función de este parámetro, apareciendo la bandeja de evaporación como sistema de evaluación, modificada por las necesidades de agua de la planta representada por el factor K_c .

El agua en las plantas se mueve en función de la diferencia de potencial electroquímico del agua, pero, debido a que esta es neutra el factor eléctrico desaparece y por lo tanto, se dice que el agua en la planta se mueve como consecuencia de la diferencia de potencial químico del agua.

El potencial químico del agua, en un momento determinado, sería igual al potencial químico del agua de referencia, afectado por la función de la concentración de iones, por el potencial de presión y por el potencial de gravedad. Esta fórmula sufre algunas modificaciones dentro de la planta, especialmente porque en ella exis-

ten fuerzas contrapuestas, algunas negativas y otras positivas, como son la presión osmótica, la capilaridad, la rigidez de las paredes, el roce y la coheso-tensión del agua, lo que hace que el factor concentración de iones sea determinante en crear esta diferencia de potencial químico del agua entre las raíces y la cámara estomática (Alonso, 1997).

El agua presente en el suelo, con una muy baja concentración de iones, presenta un potencial químico (capacidad de efectuar trabajo), muy alto, en cambio, en el área de la cámara estomática, debido a la evaporación del agua, la concentración de iones es alta y por lo tanto, su potencial químico es bajo. Como en la naturaleza, los potenciales químicos tratan de igualarse, al existir dos zonas con diferentes potenciales químicos interconectadas, estas tratan de igualarse y por lo tanto, es la fuerza que mueve el agua desde la zona radical a la parte aérea (hojas) (Salisbury and Ross, 1992).

Se ha demostrado que el control de la abertura estomática es directamente responsable de crear esta diferencia de potenciales químicos y estaría controlada mayoritariamente por el comportamiento de las raíces de acuerdo a sus condiciones de crecimiento. En caso que el agua entregada al suelo esté por sobre la capacidad de campo, los niveles de oxígeno disponibles en el suelo se reducen y la formación de etileno, necesario para el crecimiento de las raíces, cesa de sintetizarse al no poder actuar la enzima EFE y el compuesto intermedio, ACC, soluble en agua, es transportado vía xilema hacia las hojas donde en presencia de O_2 y enzima EFE se forma el etileno y es liberado cerrando los estomas (Davies and Zhang, 1991).

Por otro lado, cuando el suelo se acerca al porcentaje de marchitez permanente, se ha determinado que la raíz detecta el endurecimiento del suelo (dificultad de penetración de la raíz) generando en células cercanas a la base de la caliptra, ácido absícico, el cual es transportado vía xilema a las hojas y hace cerrar los estomas (Davies and Zhang, 1991).

En consecuencia, si la abertura de los estomas es controlada por el comportamiento y las informaciones emanadas de las raíces, las técnicas de riego deberán considerar los diversos aspectos relacionados con la creación de un ambiente favorable para el desarrollo radicular que permita que las plantas puedan absorber y transportar el agua, porque, aunque la planta la necesite, no podrá absorberla, si los estomas están cerrados (Alonso, 1997).

El calcio y el azufre como nutrientes

Calcio

El contenido de calcio en la corteza terrestre es aproximadamente de 3,6%, -mientras que el contenido promedio de los suelos es de 1,37%. La mayor parte del calcio forma parte de los minerales primarios, dentro del grupo de los silicatos tales como feldespatos, anfíboles y fosfatos de calcio. El feldespato plagioclasa, anortita, es la fuente primaria más importante de calcio. Estos materiales se encuentran en abundancia en suelos aluviales derivados del macizo central de la cordillera de los Andes. Otra fuente de calcio son los minerales secundarios tales como carbonatos de calcio y yeso, los cuales son abundantes en condiciones de climas semiáridos y de suelos de pH alcalinos, que en Chile se encuentran de Santiago al norte (Ruiz, 1995).

En general, los suelos varían bastante en cuanto a su contenido de calcio total, encontrándose los valores más bajos en suelos de texturas gruesas y climas húmedos, mientras que los valores más altos se presentan en zonas semiáridas (Ruiz, 1995).

En el suelo es posible distinguir tres fracciones de calcio:

Calcio no intercambiable: Corresponde a las fracciones contenidas en los minerales primarios y secundarios. En el primer caso, el calcio es parte de la red cristalina de los minerales, y en el segundo es parte de sales precipitadas.

Calcio intercambiable: Es la fracción del calcio adsorbido por el complejo de intercambio del suelo constituido principalmente por partículas coloidales inorgánicas y orgánicas, siendo de mayor relevancia en las primeras. El calcio generalmente es el catión predominante en el complejo de intercambio y representa la mayor reserva de calcio disponible para las plantas, pudiendo variar su concentración de menos de 50 mg/kg a más de 5000 mg/kg (0,25 - 25 cmol+/kg).

Calcio soluble: Es la fracción del calcio presente en la solución de suelo. Se encuentra como ión Ca^{+2} y su contenido puede ser de 20-1500 mg/L, lo que es equivalente aproximadamente a 10-750 mg/kg de suelo.

El calcio intercambiable está íntimamente vinculado al calcio en solución, de manera que cuando las plantas absorben Ca^{+2} de la solución, se produce un rápido equilibrio donde el suelo repone la cantidad absorbida. Esto explica que la cantidad de Ca^{+2} en la solución de suelo generalmente es alta en relación con los otros cationes en los suelos no sódicos.

En cuanto a la disponibilidad de calcio para las plantas, este se encuentra contenido en las fracciones de calcio intercambiable y el calcio en solución. En el caso

del calcio, a diferencia de otros nutrientes, existe poca información respecto a problemas de deficiencia, ya que en general los suelos agrícolas presentan altos niveles de este nutriente. Se ha reportado que un valor de Ca intercambiable bajo 4 cmol+/kg, debe ser considerado como bajo para las plantas, especialmente para algunas leguminosas que requieren cantidades elevadas de Ca durante el proceso de infestación radicular por los rizobios

Otros autores señalan que más importante que el calcio de intercambio sería el porcentaje de saturación de calcio de la CIC. Aparentemente muchos cultivos responderían a aplicaciones de calcio cuando la saturación de Ca cae bajo el 25% de la capacidad de intercambio de cationes (Haby, Russelle y Skogley, 1990).

Sin embargo, algunos autores indican que los cultivos se desarrollan mejor cuando la saturación de Ca alcanza el 65%, o cuando llega al 85%. De cualquier forma, no está claro si los efectos mejoradores se deben a la mejoría de la nutrición de Ca o a efectos indirectos derivados de una adecuada estructuración del suelo o la atenuación de problemas derivados de toxicidad de aluminio.

El tipo de arcilla es de gran importancia respecto a la dinámica del Ca en el suelo; arcillas del tipo 1:1 (caolinita) saturadas con sólo un 40% de Ca suministran más calcio para el crecimiento de las plantas que arcillas 2:1 (montmorillonitas), aun cuando estas se encuentren saturadas en un 80% con Ca.

En el balance del Ca para el agroecosistema, al igual que en otros nutrientes, intervienen elementos de aporte y de pérdida. El aporte está representado por los componentes del suelo mismo, y por los aportes del agua de riego. El mayor aporte del suelo se encuentra en la fracción coloidal de intercambio, mientras que el de las aguas de riego puede ser estimado en base al contenido de Ca del agua de embalses y ríos que constituyen las fuentes de agua para el riego. Es conocido que existen marcadas diferencias en los aportes por este concepto en los distintos ríos del país (Ruiz, 1995).

Las pérdidas están representadas por la extracción de Ca presente en la fruta y el material de poda, que es variable en función de las distintas especies de importancia económica cultivadas por el hombre. El otro factor de pérdida relevante de Ca se encuentra en la lixiviación del elemento más allá de la zona de actividad radical. Las máximas pérdidas por lixiviación se producen en suelos de texturas gruesas, delgados, de pH ácido y con alta pluviosidad (Ruiz, 1995).

Absorción del calcio por las raíces

Para que el Ca pueda ser absorbido por las plantas, primero debe ser liberado desde el complejo de intercambio, luego pasar a la solución y finalmente penetrar a través del flujo masal junto a otros iones. La fuerza motriz que produce el flujo se origina gracias al fenómeno de transpiración en las hojas, que permite transportar además otros nutrientes como el nitrógeno, fósforo y potasio (Yuri, 1995).

Una particularidad en la absorción del Ca, es que a diferencia de otros nutrientes, el Ca se absorbe solo por el sector apical de raicillas recientemente formadas, ya que posteriormente se forman barreras estructurales al interior de la raíz que impiden su absorción (Yuri, 1995).

Funciones del calcio en las plantas

Las funciones más destacadas del Ca en el metabolismo se presentan a continuación:

- Estabilización de tejidos, al cementar la lamela media de las paredes celulares;
- Estabilización de membranas al formar complejos con fosfolípidos. En este caso, el Ca interactúa con los grupos polares de estos complejos, estabilizando su acción y manteniendo su selectividad.
- Actúa además como cofactor de enzimas tales como peroxidadas y amilasas, favoreciendo su función.
- Participa en la osmoregulación celular frente a situaciones de stress hídrico.
- Participa en la elongación celular.
- Participa en la formación del tubo polínico, permitiendo una mejor fertilización de los óvulos en la flor.
- Regula el envejecimiento celular, al impedir la degradación de ácidos grasos insaturados, como el ácido linolénico, esencial en la fluidez de membranas.
- Mensajero secundario de la acción de los reguladores de crecimiento a través de la interacción con proteínas específicas como la calcidulina.

Translocación y distribución del calcio en las plantas

El Ca a diferencia de los otros nutrientes esenciales, en que los síntomas de deficiencia afectan en forma generalizada el crecimiento de las plantas, muestra síntomas en partes específicas de estas, lo que refleja la escasa movilidad del nutriente dentro de las plantas. Dada esta dificultad en la movilización interna del Ca, desde tejidos con contenidos adecuados a aquellos con niveles deficientes, es que se producen problemas en las partes comercializables tales como frutos y tubérculos, que son afectados por deficiencias (Hanson, 1995).

Deficiencias de Calcio

Las deficiencias de Ca afectan principalmente, al crecimiento del sistema radical, en el que provocan atrofas, y a las hojas jóvenes, en las que se producen curvaturas de los bordes y ápice. A continuación las hojas pueden presentar márgenes cloróticos y, finalmente, pueden aparecer zonas cloróticas en el parénquima foliar. Síntomas típicos de carencia de Calcio son la degeneración de los frutos jóvenes de tomate (*blossom end rot*) y el *Bitter pit* en manzanos (Hanson, 1995).

Azufre

Este elemento es reconocido como nutriente esencial desde 1804, aun cuando por muchos siglos antes de esta fecha, se aplicaban al suelo compuestos en base a azufre con resultados positivos sobre el crecimiento de las plantas, pero sin que esta respuesta se atribuyera al azufre.

Actualmente, el azufre es uno de los nutrientes esenciales para el desarrollo de las plantas, se considera un macroelemento secundario junto al calcio y magnesio. y juega un rol igualmente importante al del fósforo o nitrógeno en la formación de aminoácidos. Además, el azufre es parte constituyente de algunas enzimas, coenzimas y vitaminas. Los tejidos vegetales contienen cantidades muy variables de azufre, sin embargo, se encuentra en todos ellos.

La atmósfera contiene cantidades nada despreciables de anhídrido sulfuroso (SO₂). Una parte de este azufre atmosférico llega al suelo mediante las lluvias, siendo muy variable ya que depende de las localidades; y de la presencia de fuentes contaminantes industriales que emiten compuestos que posteriormente pueden precipitar como azufre. En general se estiman los aportes entre 10 a 15 kg/ha/año, pero como se mencionó, en la cercanía a núcleos industriales, los aportes pueden llegar a 112 kg/ha/año. Sin embargo, las restricciones impuestas por las políticas ambientales, a obligado a una fuerte reducción en las fuentes contaminantes, por lo que el aporte por esta vía tenderá a reducirse sistemáticamente en el tiempo.

El rango normal de S en los suelos agrícolas de regiones húmedas y semihúmedas es de 100 a 500 mg/kg o de 0,01 a 0,05 %. Estas cantidades equivalen a alrededor de 200 a 1000 kg/ha en la capa arable, sin embargo, la mayoría del S está en formas orgánicas que no son disponibles directamente para las plantas. Los cultivos intensivos por largo tiempo y sin la adición de fertilizantes ha disminuido la cantidad total de S presente en el suelo, debido principalmente a la mineralización de la materia orgánica.

Las pérdidas de S de los suelos agrícolas ocurre principalmente por lixiviación. La magnitud de la pérdida de SO_4^{-2} depende de la pluviosidad, de la capacidad de retención de SO_4^{-2} del suelo, de las características del drenaje y de la inmovilización por microorganismos durante la descomposición de los residuos vegetales. En suelos de textura gruesa bajo una alta pluviosidad, se pueden esperar las mayores pérdidas de S. Debido a la lixiviación, el SO_4^{-2} no se acumula en suelos de regiones húmedas y semihúmedas.

La estimación de la disponibilidad de S para las plantas se basa en determinar el SO_4^{-2} , que es la forma en que la plantas absorben el S. Para extraer el SO_4^{-2} del suelo se han usado diversos extractantes dependiendo en algún grado de la naturaleza del suelo. Las soluciones de fosfato parecen ser mejores para los suelos ácidos que contienen variables cantidades de S orgánico y donde parte del SO_4^{-2} se encuentra adsorbido. El agua y las soluciones salinas neutras son preferibles para suelos de regiones semiáridas. En Chile, la Comisión de Normalización y Acreditación de la Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo recomienda el uso de la solución de $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$ 0,01 mol/L para la estimación de la disponibilidad de S en los suelos orientada a problemas de deficiencia de S (Sadzawka, 1999; Sadzawka *et. al.*, 1998).

Aunque no es común apreciar deficiencias de azufre en los cultivos debido a un adecuado contenido del elemento en los suelos, se han observado deficiencias en varias regiones de Australia, Escandinavia, en la zona productora de cereales en el suroeste de Canadá y algunas zonas del noroeste de los EEUU.

Absorción de azufre por las raíces y hojas

El azufre es absorbido por las plantas desde el suelo como anión sulfato divalente (SO_4^{-2}), y parece ser metabolizado por las raíces en la medida que se necesita, siendo la gran mayoría del sulfato translocado sin alteración hacia los brotes a través del xilema.

Este elemento también puede ser absorbido directamente por las plantas a través de los estomas en las hojas como anhídrido sulfuroso (SO_2). El SO_2 puede ser convertido a anión bisulfito (HSO_3^-) cuando este reacciona con agua al interior de las células, y en esta forma inhibe la fotosíntesis y causa destrucción de la clorofi-

la. El bisulfito puede ser oxidado a H_2SO_4 . Este último compuesto ha sido culpable de los efectos tóxicos de la llamada lluvia ácida ocurrida en algunas zonas de los EEUU, Canadá, Escandinavia y Europa.

Funciones del azufre en las plantas

Las funciones más destacadas del azufre en el metabolismo se presentan a continuación:

- Es componente básico de los aminoácidos cisteína y metionina, por lo que pasa posteriormente a ser componente de las proteínas vegetales.
- Forma parte de algunas vitaminas tales como tiamina y biotina.
- Es parte constituyente de la coenzima A, que actúa a nivel de la respiración celular, y en la síntesis y degradación de ácidos grasos.

Translocación, distribución del azufre en las plantas y síntomas de deficiencias

El azufre no se redistribuye fácilmente desde tejidos maduros hacia otros más jóvenes en algunas especies, de manera que los síntomas de deficiencia se manifiestan en hojas jóvenes. En otras especies, sin embargo, se produce una clorosis generalizada en todas las hojas incluyendo los haces vasculares.

Estándares de disponibilidad de azufre y calcio en el suelo y las plantas.

En general los estándares de disponibilidad que se utilizan para los análisis de suelo se refieren a valores medios, en los cuales se determina que la fertilización no presenta respuestas sobre el aumento de los rendimientos. Sin embargo, es importante considerar que los análisis de suelo solo reflejan un índice de disponibilidad, el cual se relaciona con la eficiencia de absorción del cultivo, lo que constituye la verdadera disponibilidad de nutrientes para la planta.

Cuadro 3. Resumen estándares de disponibilidad de azufre y calcio en el suelo y las plantas.

Azufre extraíble mg/kg	Categoría
< 4,0	Muy Bajo
4,0 – 8,0	Bajo
8,1 – 12,0	Medio
> 12,0	Alto
Calcio intercambiable cmol+/kg	Categoría
< 2,0	Muy Bajo
2,0 – 4,0	Bajo
4,1 – 8,0	Medio
> 8,0	Alto

Es importante destacar que los parámetros de S en el suelo que están sobre 12 mg/kg no indican que no es necesario el azufre para el cultivo, sino que la dosis a aplicar corresponde a la extracción que realizará el cultivo, la cual se denomina "dosis de mantención".

Otro parámetro importante de conocer es la absorción y concentración de azufre y calcio en los cultivos y su relación con la producción de materia seca.

Cuadro 4. Contenidos de Calcio y azufre extraídos por distintos cultivos.

Cultivo	S kg/t ms*	Ca kg/t ms
Trigo – grano	1,5	0,6
Trigo – paja	1,0	3,5
Remolacha – raíz	2,2	2,5
Remolacha – corona	4,0	9,0
Raps – semilla	10,0	4,0
Ballica – heno	1,2	4,0
Papa – tubérculo	1,5	0,9
Coles	6,0	20

*ms = materia seca

La concentración total de S en la planta entera o en una parte específica de esta, se ha usado ampliamente para diagnosticar el nivel de S. El límite de deficiencia de S total está alrededor de < 1 mg/kg. Pero puede variar entre < 0,2 a 2 mg/kg, o aún más dependiendo de la etapa de crecimiento, la parte de la planta, la especie, etc.

Cuadro 5. Estándares nutricionales de azufre.

Especie	Parte de la planta	Rango normal S (g/kg)	Deficiente S (g/kg)
Alfalfa	Completa	2,1 – 3,0	<2,0
Avena	Completa	1,5 – 4,0	<1,5
Cebada	Completa	1,5 – 5,5	<1,5
Cerezo	Hoja	1,1 – 1,5	<0,7
Gramínea forrajera	Aérea	1,4 – 1,8	<1,0
Maíz	Completa	2,0 – 3,0	
Maíz	Hoja	1,2 – 5,0	
Pasto bermuda	Aérea	1,5 – 2,0	<1,0
Remolacha	Lámina	0,5 – 14	<0,25
Sorgo	Lámina		<1,5
Tréboles	Aérea	1,2 – 1,9	
Trigo	Completa	1,4 – 4,0	<1,5

Fuente: Westerman, 1990

Relaciones de azufre y calcio con otros nutrientes

En general numerosas investigaciones avalan la existencia de relaciones entre los nutrientes, las cuales tendrían efecto sobre la absorción, mineralización, inmovilización y disponibilidad de los mismos. Para el caso de azufre, investigaciones realizadas en distintas partes del mundo avalan su relación con numerosos nutrientes:

- Estudios realizados en Australia, Nueva Zelanda y Estados Unidos han encontrado relaciones constantes entre el N y S, que se encuentra entre 10:1,21 en suelos ácidos a 10:1,52 en suelos calcáreos. Esta relación tan constante demuestra la importancia de mantener un balance entre estos nutrientes para una buena descomposición de la materia orgánica.
- Existiría una relación importante entre el P y S en aquellos suelos con mayor intercambio aniónico y presencia de arcillas 1:1 e hidróxido de Fe y Al. Cuando el pH disminuye, la adsorción de sulfatos aumenta a causa de que los iones hidróxidos reemplazados son más eficazmente neutralizados, realizándose una competencia por los sitios de adsorción entre los fosfatos y sulfatos.

Pérdidas de azufre y calcio en el suelo

Los contenidos de azufre y calcio natural del suelo disminuyen continuamente, ya sea por fenómenos naturales o por uso de éste. Debido a esto es necesario incorporar en forma continuada éstos elementos como base de los programas de fertilización que se realizan en los sistemas.

Las principales causas del agotamiento de S y Ca en los suelos son:

Pérdidas por lixiviación en el agua de drenaje.

Los sulfatos y algunas sales de calcio presentes en el suelo son muy solubles y se lavan fácil y rápidamente por las aguas de drenaje. Este problema se agudiza con el aumento de las precipitaciones y en suelos de texturas más gruesas.

Pérdidas por exportaciones en productos agrícolas.

Al observar las concentraciones de S y de Ca en los productos agrícolas no se dimensiona una gran exportación de éstos nutrientes, debido a que mayoritariamente se concentran en hojas y tallos, sin embargo las prácticas de quema realizadas para cultivar el suelo y mantener el equilibrio C:N, producen grandes pérdidas de azufre.

Cuadro 6. Extracciones relativas de azufre en distintos cultivos.

Cultivo	Rendimiento toneladas	S kg extraídos	SO ₄ kg extraídos
Alfalfa	18	45	135
Maíz	10	49	147
Arroz	7,8	13	39
Trigo	4	17	51
Tomate	90	60	180
Naranjas	50	31	93

Pérdidas por erosión

La erosión por arrastre de suelo es causada principalmente por el agua. Su magnitud depende de varios factores, como la intensidad y cantidad de lluvia, época del año que cae la lluvia, uso del suelo, topografía, etc.

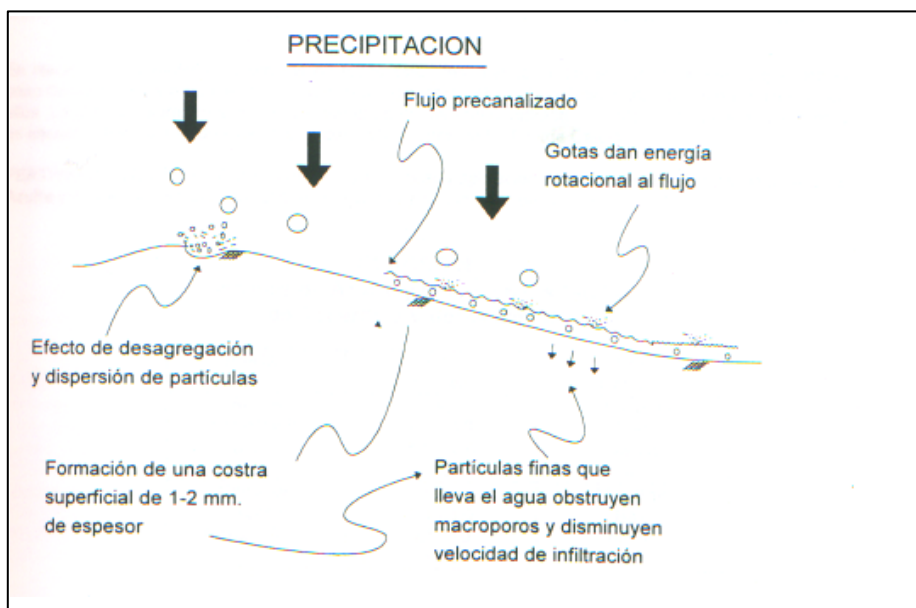


Figura 1. Pérdidas de calcio y azufre por procesos de erosión

Un suelo cultivado puede perder por erosión entre 1 a 60 toneladas de suelo por hectárea, dependiendo de la textura, residuos y pendiente del suelo. Desde el punto de vista nutricional, estos valores significarían perder entre 1 a 30 kg de azufre y entre 50 a 500 kg de calcio por hectárea al año.

Existen numerosos trabajos que demuestran las pérdidas de calcio, como consecuencia del laboreo convencional de un suelo, con implementos que provocan inversión de éste. Moschler *et. al.*, (1973), encontraron bajos niveles de calcio en la superficie del suelo manejado bajo un sistema de laboreo convencional, al compararlo con un sistema de cero labranza. Lal (1976), estableció que con el sistema de laboreo convencional en diferentes cultivos, los niveles de calcio eran menores a los alcanzados con el sistema de cero labranza en los mismos cultivos. Sin embargo, Blevins *et. al.*, (1983), encontraron en un suelo de pH ácido sembrado con maíz por 10 años, que el calcio intercambiable era significativamente más bajo en el sistema de cero labranza, para las profundidades 0-5 ; 5-15; y 15 –30 cm, al compararlo con el laboreo convencional. Ellos señalan que el calcio intercambiable se reduce al disminuir el pH del suelo, como consecuencia de la mayor aportación de fertilizantes nitrogenados amoniacales (úrea, nitrato de amonio, fosfato diamónico, entre otros). Agregan además, que cuando el Ca^{2+} es lixiviado por el agua de lluvia o de riego, este es remplazado por los iones de hidrógeno (H^+), el cual libera Al^{3+} y Mn^{2+} de las arcillas. Las pérdidas de Ca^{2+} y el reemplazo por Al^{3+} y Mn^{2+} , reducen el pH del suelo, particularmente en la superficie bajo el sistema de cero labranza, donde se producirían las mayores pérdidas de Ca^{2+} .

Pérdidas por explotación ganadera

Las producciones ganaderas actuales requieren aumentar sus rendimientos, demandando mayores cantidades de alimento para la explotación ganadera. Los animales obtienen sus necesidades de calcio y magnesio del alimento que consumen, tanto en las praderas como en los concentrados.

Se estima que una vaca de 590 kg, que produce al año 6400 L. de leche, asimila anualmente 11 kg de azufre y 27 kg de calcio, los cuales casi no se incorporan nuevamente en las praderas.

Estos manejos prolongados obligan a incorporar en los programas de fertilización una nutrición balanceada que incluya el calcio y el azufre.

Yeso

Uso del yeso en la agricultura

El yeso (sulfato de calcio dihidratado, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ha sido utilizado como fertilizante desde mediados del siglo XVIII. Las primeras observaciones sobre el efecto de este producto en la agricultura son atribuidas al pastor Meyer, quien con sus publicaciones a este respecto popularizó su empleo. Ensayos posteriores de Tschaffeli en Suiza y Schubert en Alemania empleando yeso como abono, permitieron el uso masivo del producto (Le-Feuvre y Dagnino, 1894).

Posteriormente, en EEUU, Benjamín Franklin llevó a cabo una célebre experiencia en su propiedad cercana a Washington. Desparramó yeso sobre una pradera de alfalfa, de manera que escribió *“esto ha sido ensayado”*. A la primavera siguiente se observaba que las plantas sobre las cuales se había aplicado el yeso destacaban por sobre las demás formando un especial relieve (Le-Feuvre y Dagnino, 1894).

En Chile, una de las primeras referencias sobre el empleo del yeso en la agricultura fue hecha por el connotado profesor del Instituto Agrícola de la Quinta Normal René Le-Feuvre. En su artículo, describe las bondades del yeso para el desarrollo de los cultivos. Se destaca que su uso es recomendable *“en suelos arenos arcillosos y de media consistencia, ricos en materia orgánica azoada”* En esa época ya se recomendaban aplicaciones invernales de yeso en vides, a razón de 1000 a 2000 kg/ha.

Composición química

El componente básico del yeso lo constituye el sulfato de calcio, el que dependiendo de su grado de hidratación, puede transformarse en otros compuestos. En el Cuadro 2 se presentan las principales características del sulfato de calcio en distintos estados de hidratación.

Cuadro 7. Sulfato de Calcio y sus derivados.

Nombre Común	Formula molecular	Cal (CaO) %	Sulfato trióxido (SO ₃) %	Agua combinada %
Anhidrita	CaSO_4	41,2	58,8	0
Yeso	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	32,6	46,5	20,9
Hemihidrato	$\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$	38,6	55,2	6,2

Fuente: Shainberg *et al.*, 1989.

Al sulfato de calcio se le llama anhidrita, al yeso, dihidrita sulfato de calcio, y al hemihidrato yeso de París.

Fuentes de yeso

El yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) es un mineral ampliamente distribuido en el mundo, encontrándose principalmente en depósitos de sedimentarios. Existen grandes reservas en los EEUU (Arizona, Nuevo México, New York, Texas y Iowa), Canadá, Francia, Inglaterra y la actual Federación Rusa. El principal uso comercial del yeso es la construcción de paredes y como aditivo para la industria del cemento, pero cada vez son mayores las demandas del mercado agrícola para enmiendas de suelo. Existen otras fuentes no geológicas de sulfato de calcio, que tienen su origen en los desechos de la producción de ácido fosfórico, que se obtiene de rocas fosfatadas (apatitas). El ácido fosfórico obtenido a partir de las rocas se utiliza para obtener fertilizantes ricos en fósforo, mientras que el yeso es un producto de desecho del proceso. Este yeso se formula como un granulado fino, y se le denomina fosfyeso. Es producido en grandes cantidades en el estado de Florida (USA), Europa, y otros lugares donde existen grandes fábricas de ácido fosfórico, representando un grave problema de desechos. Otras industrias que tienen como residuo ácido sulfúrico, también generan yeso por medio de la neutralización del ácido con cal (Shainberg *et al.*, 1989).

Norma chilena sobre el Yeso

De acuerdo a la Norma Chilena Oficial 141 NCh.Of 1999 y 142.Of 1999, referentes a la terminología del yeso y especificaciones del yeso crudo respectivamente, donde se establecen las condiciones que debe cumplir el yeso crudo para uso agrícola, definen a este producto como ***“sulfato de calcio natural, combinado con dos moléculas de agua de cristalización, que corresponde a la fórmula química $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ”***, con un contenido de al menos 80% en peso del mismo compuesto. Existen otras fuentes de sulfato de calcio ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) subproducto de distintos procesos industriales, al que se le denomina yeso sintético.

Con respecto al envasado, el producto puede ir a granel o en sacos, claramente identificado con el nombre del producto, marca comercial, fabricante, peso neto e identificación de la norma.

Solubilidad del yeso

El yeso y sus productos derivados, son sales levemente solubles en soluciones acuosas, llegando a los 2,5 g/l. Este nivel de solubilidad contribuye sustancialmente a la fortaleza iónica de la mayoría de las soluciones. Otras sales de calcio son mucho menos solubles, como es el carbonato de calcio (CaCO_3), o más solubles

como son el cloruro de calcio (CaCl_2) y nitrato de calcio ($\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$). Un factor determinante en la solubilidad del yeso es el tamaño de las partículas. A mayores tamaños, la solubilidad disminuye debido a la relación inversa que existe entre área y volumen. Es así, que para mantener concentraciones relativamente altas de calcio en la película de agua que queda sobre el suelo, el tamaño de la partícula debe ser lo suficientemente pequeño para una rápida disolución. Igualmente la tasa de movimiento del calcio en el perfil vía percolación del agua de riego depende del mismo parámetro (Shainberg *et al.*, 1989).

Beneficios del uso del yeso en agricultura

- El calcio contenido en el yeso participa en los procesos de floculación de partículas, especialmente arcillas, lo que permite la agregación y estructuración del suelo.
- Es usado en la rehabilitación de suelos salino sódicos, desplazando al sodio por calcio en el complejo de intercambio para posteriormente lixiviarlo mediante el riego.
- La aplicación de yeso minimiza o previene la formación del encostramiento superficial del suelo, que se produce por la depositación de partículas finas en suspensión sobre este. Esto favorece la emergencia de semillas en el caso de cultivos, y la mejor penetración del agua en el suelo.
- En el caso de algunos tipos de suelo con problemas de compactación, el yeso junto a enmiendas de materia orgánica y subsolado si corresponde, ayuda a la formación de agregados.
- El efecto del yeso sobre la agregación de las partículas finas de suelo, permite mejorar las tasa de infiltración del agua en el suelo, mejorando además la conductividad hidráulica en el perfil. Esto contribuye a evitar los procesos de erosión causado por el escurrimiento superficial del agua sobre el suelo, especialmente cuando se aplican grandes volúmenes de agua.
- El yeso disminuye el pH en suelos sódicos o casi sódicos, con valores de pH entre 8 y 9, a un rango de 7.5 a 7.8. El mecanismo de acción se basa en que el calcio (Ca^{++}) precipita como CaCO_3 con los iones carbonato ($\text{CO}_3^{=}$) y bicarbonato (HCO_3^-) solubles, impidiendo la acción alcalinizante de estos aniones.
- El calcio contenido en el yeso contribuye a la agregación de las arcillas a la materia orgánica, confiriéndole estabilidad a las estructuras. La aplicación de enmiendas orgánicas junto al yeso produce un efecto sinérgico sobre la

agregación de partículas, haciendo más hidrosolubles a los polímeros que participan en el proceso.

- El yeso permite corregir la acidez del subsuelo disminuyendo los deletéreos efectos del aluminio soluble a profundidades del perfil donde la cal no puede penetrar. Esta acción se debe a que el SO_4^- forma complejos con el Al soluble que no son tóxicos para las plantas, lo cual ~~Esto~~ facilita un arraigamiento más profundo de las raíces.
- El calcio contenido en el yeso participa como regulador en el balance de algunos microelementos considerados metales pesados como son el hierro, zinc, manganeso y cobre en las plantas. También regula la absorción de elementos no esenciales, evitando la absorción en exceso de muchos de ellos, y una vez que están dentro de la planta, el calcio impide que altos niveles de estos elementos tengan efectos adversos.
- El yeso aporta el calcio necesario en las frutas para que estas tengan una óptima calidad en cuanto a firmeza de pulpa y otros atributos. El Bitter pit, es un desorden fisiológico característico de las manzanas, que se produce por deficiencia de calcio.
- El yeso es una fuente de azufre importante para las plantas como nutriente, especialmente en aquellas zonas donde el aporte de este elemento desde la atmósfera se ha visto limitado por la restricción a las industrias que emiten azufre como parte de sus desechos.
- El calcio del yeso permite disminuir las pérdidas por volatilización de nitrógeno de los fertilizantes nitrogenados tales como nitrato de amonio, nitrato amonio urea, urea, sulfato de amonio o cualquiera de los fosfatos de amonio. Esto es posible ya que el calcio puede bajar el pH al disminuir el contenido de carbonatos y formar sales complejas de calcio con hidróxido de amonio.
- El azufre, contenido en el yeso, como nutriente esencial es de vital importancia. Hoy en día es considerado como el cuarto nutriente en importancia después del potasio. Es particularmente importante en el desarrollo de algunas semillas, y en algunos casos sus requerimientos pueden exceder a los del fósforo. Diversos estudios llevados a cabo recientemente en países latinoamericanos, en cultivos de trigo, papas, maíz entre otros, han demostrado la importancia de la fertilización sulfatada sobre los rendimientos.
- Actualmente existen formulaciones de yeso solubles en agua, que hacen posible su inyección a través de sistemas de riego tecnificados, con mínimos costos de aplicación y alta eficiencia en la corrección de problemas físicos de suelo, ya que el calcio penetra más rápido y con mayor facilidad en el perfil. En USA se han reportado exitosas experiencias de aplicaciones de

yeso soluble en la corrección de problemas de infiltración de agua en frutales (cítricos, nogales y prunus) y praderas.

Productos comerciales en base a yeso

Fertiyeso®

Fertiyeso® es una marca registrada elaborada por la empresa industrial el Volcán S.A. Químicamente corresponde a una sal dihidratada compuesta por sulfato de calcio ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), que se encuentra presente en yacimientos naturales de Chile, la cual se extrae, se muele, se seca, quedando apta para fines agrícolas. Fertiyeso® se comercializa en forma fina o granulada.

Dentro de sus características importantes, destaca la de ser una sal neutra, ligeramente soluble en agua, y más aún en soluciones débilmente ácidas, como es la solución del suelo. Su color es blanco grisáceo y su peso específico es $2,3 \text{ g/cm}^3$ y su solubilidad es $1,8 \text{ g/litro}$. Su composición química se presenta en el cuadro 8.

Cuadro 8. Composición química de Fertiyeso®

Composición	%
Humedad %	< 0,05
Agua combinada	18 - 19
Yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$)	>90
Anhidrita (CaSO_4)	2
Azufre total	16 – 18
Carbonato de calcio	9 - 10
Calcio (CaO)	32 - 34
Carbonato de magnesio	< 0,1
Cloruro de sodio	< 0,05
Oxidos de hierro y aluminio	0,5

Referencias

ALONSO, E. 1997. Algunas bases fisiológicas del movimiento del agua en las plantas que afectan al regadío. Presencia Universitaria (Universidad Iberoamericana de Ciencias y Tecnología, UNICIT). N° 3:50-51.

ALLAWAY, W.H. 1945. Availability of replaceable calcium from different types of colloids as affected by degree of calcium saturation. *Soil Sci.* 59:207-217.

ALLENDE, P. 1993. Efecto de la compactación del suelo sobre el crecimiento radicular de especies pratenses. Tesis Ing. Agrónomo. Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Austral de Chile. 40 p.

ANON. 1986. El problema de la salinidad de los suelos. *Panorama Económico de la Agricultura*, N° 48. p. 19-21.

ANON. 1999. Usos Agrícolas del Azufre en Países de América Latina. *Fertilizantes América Latina*. Año 4 N° 3. p. 23-33.

AYERS, R.S. y WESTCOT, D.W. 1987. La calidad del agua en la agricultura. Estudio FAO Riego y Drenaje N° 29, Rev. 1. FAO, Roma. 174 p.

BEAR, F.E. and J.L. MALCOLM. 1945. Potassium needs of New Jersey soils. *New Jersey Agric. Exp. Stat. Bull.* 721.

BEHLING, A. 1993. Gypsum sinks sodium buildup. *Hay & Forage Grower*, april number. Reprinted by Soil Solutions International of Visalia, California.

BLACK, C.A. 1968. *Soil-plant relationships*. Ed. John Wiley & Sons, Inc. Second Edition. 791 p.

BLEVINS, R.L., THOMAS, G.W., SMITH, M.S., FRYE, W.W. y CORNELIUS, P.L., 1983. Changes in soil properties after ten years continuous non-tilled and conventionally tilled corn. *Soil Tillage Res.* 38: 135-146.

BULLOCK, P. y MURPHY, C.P., 1980. Towards the quantification of soil structure. *J. Microscopy*, (120) 3: 317-328.

BURNHAM, T.J. 1998. Improving Potassium Uptake in Prunes. *TreeFruit*, may number. Reprinted by Soil Solutions International of Visalia, California.

CARRASCO J., PERALTA, J.M. y LEMUS, G. 1991. Prácticas para disminuir la compactación de los suelos frutícolas y hortícolas. *Investigación y Progreso Agropecuario La Platina*. 61:37-41.

CÉSPED, R. 1995. Salinidad en la agricultura. 1: Antecedentes generales. Tierra Adentro. 5:46-49.

DEXTER, A.R., 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil Tillage Res.* 11: 199-238.

DAVIES, J.W. and ZHANG, J. 1991. Root signals and the regulation of growth and development of plants in drying soil. Annual review of plant physiology and plant molecular biology (USA). v. 42 p. 55-76.

DEPARTAMENTO DE AGRICULTURA DE LOS ESTADOS UNIDOS DE AMÉRICA. 1958. Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Manual de agricultura N° 60.

ECKERT, D.J. 1987. Soil test interpretations: Basic cation saturation ratios and sufficiency levels. In *Soil Testing: sampling, correlation, calibration and interpretation*. SSSA Spec. Publ. 21. SSSA, Madison, Wisconsin.

FAO., 1995. Necesidades y recursos. Geografía de la agricultura y alimentación. Roma.

FERGUSON, I.B. 1979. Movement of calcium in non vascular tissue of plants. *Commun in Soil Science and Plant Analysis.* 10:217-224.

GRAHAM, E.R. 1959. An explanation of the theory and methods of soil testing. *Missouri Agric. Exp. Stat. Bull.* 734.

GOWING, D.J., DAVIES, W.J. and JONES, H.G. 1990. A positive root-sourced signal as an indicator of soil drying in apple, *Malus x domestica* Borkh. *Journal of Experimental Botany.* 233(41):1535-1540.

GUPTA, S.C. and ALLMARAS, D R.R. 1989. Models to Assess the Susceptibility of Soils to Excessive Compactation. *Advances in Soil Science.* 6:65-70.

HABY, V.A., RUSELLE, M.P. and SKOGLEY, E.O. 1990. In: *Soil testing and plant analysis*. Chapter 8. Testing soils for potassium, calcium and magnesium. SSSA Book Series N° 3. Pub. By Soil Science Society of America Inc. Madison, U.S.A.

HANSON, E. 1995. Translocación / distribución del Calcio en las plantas. IN: Calcio en fruticultura. Symposium Internacional. Universidad de Talca, Escuela de Agronomía. p. 37-45.

HILLEL, D., 1980. Fundamentals of soil physics. New York, Academic Press. 413 pp.

IBACACHE, A. y LOBATO, A. 1995. Periodos de crecimiento de raíces en Vid. Revista Frutícola. 16(1):23-26.

INSTITUTO NACIONAL DE NORMALIZACIÓN. 1999. Yeso crudo-especificaciones. Norma chilena Oficial NCh 142. Of 1999. INN Chile.

INSTITUTO NACIONAL DE NORMALIZACIÓN. 1999. Yeso - terminología. Norma chilena Oficial NCh 141. Of 1999. INN Chile.

KATZ, M. 1995. Getting the most from gypsum. Citrograph, vol 80 n°11.

KIRKBY, E.A. 1979. Maximizing calcium uptake. Commun. In Soil Science and plant analysis. 10:89-113.

LAL, R., 1976. No-tillage propiedades different crops in western Nigeria. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40: 762-768.

LAL, R., y STEWART., B.A., 1990. Soil degradation. A global threat. *Adv. Soil Sci.*, 11:XIII-XVII.

LE-FEUVRE, R. y DAGNINO, A. 1894. Abonos que pueden emplearse en Chile. El Yeso. Extracto del curso de Agricultura profesado en el Instituto Agrícola. Ministerio de Industria y Obras Públicas. Quinta Normal, Santiago, Chile.

LIEBHART, W.C. 1981. The basic cation saturation ratio concept of lime and potassium recomendations on Delaware's Coastal Plain Soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 45:544-549.

LOVEYS, B.R. 1984. Diurnal changes in water relatios and abscisic acid in field-grown *Vitis vinifera* cultivars. III. The influence of xylem-derived abscisic acid on leaf gas exchange. *New Phytol.* 98:563-573.

LUCKETT, L. 1997. Micro Sprinklers for Quick Gypsum Therapy. *Nut Grower*, may number. Reprinted by Soil Solutions International of Visalia, California.

MALAVOLTA, E., DANTAS, J.P., MORIAS, R.S. and NOGUEIRA, F.D. 1979. Calcium problems in Latin America. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 10:29-40.

MARTIN DE S.O., F. Y J. DE JUAN VALERO. 1993. Agronomía del riego. Ediciones. Mundi-Prensa, Madrid. 732 p.

MC LEAN, E.O.; HARTWING, R.C.; ECKERT, D.J. and TRIPLETT, G.B. 1983. Basic cation saturation ratios as basis for fertilizing and liming agronomic crops. II. Field studies *Agron. J.* 75:635-639.

MEHLICH, A. and COLWELL, W.E. 1944. Influence of nature of soil colloids and degree of base saturation on growth and nutrient uptake by cotton and soybeans. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 8:179-184.

MONIER, G., 1965. Action des matieres organiques sur la stabilité structurale des sols. Thése. Institute de la Reserche Agronomique. Paris. 140 pp.

MONTENEGRO, H. y MALAGON, D., 1990. *Propiedades físicas de los suelos*. IGAC. Subdirección Agrológica. Instituto Geográfico. Bogotá, Colombia. 813 pp.

MOSCHLER, W.W., MARTENS, D.C., y SHEAR, G.M., 1973. Residual fertility in soil continuously field cropped to corn by conventional and no-tillage methods. *Agron. J.*, 67: 45-48.

NARRO-FARIÁS, E., 1994. *Física de suelos con enfoque agrícola*. Editorial Trillas. Mexico. pp 193.

PERALTA, J. M. y CARRASCO, J. 1990. La compactación de los suelos frutícolas y hortícolas. *Investigación y Progreso agropecuario La Platina* 60:17-18.

PIZARRO, C.C.F. 1987. Riegos localizados de alta frecuencia. Mundiprensa. España. 462 p.

PORTA C., J., LÓPEZ-ACEVEDO R., M. y ROQUERO DE L., C. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. 807 p.

OSTER, J. 1995. Curso: Riego con aguas salinas. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Centro Regional de Investigación Intihuasi. La Serena, Chile.

RAZETO, B. 1993. Para entender la fruticultura. Ediciones Vivarium. 314 p.

REAVES, C.A., y COOPER., 1960. Stress distribution in soil under tractor loads. *Agr. Eng.* 41: 20-31.

REID, J.B., y GOSS, M.J., 1981. Effect of living roots of diferent plant species on the aggregate stability of two arable soils. *J. Soil. Sci.*, 32: 521-541.

RUIZ S., R. 1995. Calcio: Disponibilidad en el suelo y su absorción por la planta, En: Calcio en fruticultura. Symposium Internacional. Universidad de Talca, Escuela de Agronomía. p. 1-24.

SADZAWKA R., A. 1999. Manual de azufre en suelos y plantas. In: INIA-SAG. Manual de operadores del programa de recuperación de suelos degradados. Zona norte y central (Regiones I-VI). Santiago 12-15 de enero de 1999. INIA-SAG. p.: 67-81.

SADZAWKA R., A., GREZ Z., R., MORA G., M., SAAVEDRA R., N., CARRASCO R., M.A. y ROJAS W., C. 1998. Métodos de análisis recomendados para los suelos chilenos. Comisión de Normalización y Acreditación, Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo.

http://www.inia.cl/publica/metodos/metodos_indice.html.

SALISBURY, F. AND C. ROSS. 1992. Plant physiology. Wadsworth Publ. Co. Belmont, California. 4th Ed. 682 p.

SALGADO, L. 1996. Conceptos generales sobre salinidad. Boletín de Extensión N° 41. Universidad de Concepción, Facultad de Ingeniería Agrícola.

SHAINBERG, I., SUMNER, M.E., MILLER, W.P., FARINA, M.P., PAVAN, M.A. and FEY, M.V. 1989. Use of gypsum on soils: A review. *Adv. Soil Sci.* 9:29-31.

SHARMA, M.L. 1972. Water movement in unsaturated soils as influenced by gypsum. *Aust. J. Soil Res.* 10:25-33.

SOANE, B.D., BLACKWELL, P.S., DICKSON, J.W. y PAINTER, D.J., 1981. Compaction by agricultural vehicles: a review. I. Soil and wheel characteristic. *Soil Tillage Res.*, 1: 207-237.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. 1987. Glossary of soil science terms. Soil Science Society of America, Madison, USA, 44p.

SOIL SURVEY STAFF, 1999. Soil taxonomy. A basic system of classification for making and interpreting soil surveys. Second Edition. United States Department of Agriculture, Agriculture Handbook N° 436, Washington DC, USA, 869p.

STEVENS, R.M. and PRIOR, L.D. 1994. The effect of transient waterlogging on the growth, leaf gas exchange, and mineral composition of potted Sultana grapevines. *Am. J. Enol. Vitic.* 45(3):285-290.

STEBBINS, R.L. and DEWEY, D.H. 1972. Role of transpiration and phloem transport in accumulation of calcium⁴⁵ in leaves of yaring apple trees. *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.* 97:471-474.

TAIZ, L. and ZEIGER. 1991. Plant Physiology. Ed. The Benjamin/Cummings. 565 p.

UNIVERSITY OF CALIFORNIA. 1982. How to appraise soil physical factors for irrigated vineyards. Division of Agricultural Sciences. Leaflet N° 2946.

VENEGAS, A. 1990. Crecimiento y extensión del sistema radical en frutales. Curso Internacional: Manejo de agua en frutales. Facultad de Cs. Agronómicas, Vete-

rinarias y Forestales, Depto. Ingeniería Agrícola, U. De Concepción. Chillán, p. 17-30.

WANG, D., LOWERY, B., NORMAN, J.M., y Mc. SWEENEY, K., 1996. An burrow effects on water flow and soil hydraulic properties of Sparta sand. *Soil Tillage. Res.*, 37:83-93.

WILD, A. 1992. Condiciones del suelo y desarrollo de las plantas según Russell. Ed. Mundi-Prensa, Madrid. 1045 p.

YURI, A. 1995. Aspectos fundamentales de la bioquímica y fisiología del calcio. En: Calcio en fruticultura. Symposium Internacional. Universidad de Talca, Escuela de Agronomía. p. 25-36.