

O SOLO: A BASE PARA A PRODUÇÃO VEGETAL

Soil: the basis for plant production

Oriel Tiago Kölln
Sérgio Ricardo Silva
Alexandre Paludetto

Considerações iniciais

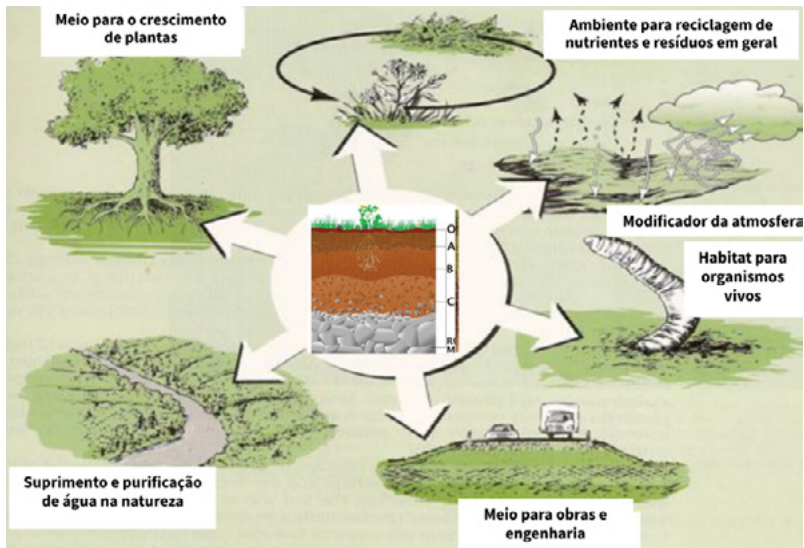
Um solo nasce do intemperismo de uma rocha, que por sua vez, é composta por muitos elementos minerais os quais vão lhe proporcionar características variáveis. Desde o momento da sua formação o solo vai se alterando de maneira natural por ação da chuva e da temperatura, modificando suas propriedades químicas e físicas. No entanto, o homem aprendeu a manejá-lo, melhorar essas características tornando-o mais produtivo para extrair grandes quantidades de alimento que possibilitaram a vida na terra.

De maneira direta o solo é responsável por seis funções essenciais para a vida humana na terra, sendo meio para crescimento de plantas; suprimento e purificação de água à natureza; suporte para obras de engenharia; habitat para microorganismos; modificador da atmosfera; e ambiente para reciclagem de nutrientes e resíduos em geral (Figura 1). De modo geral, ações antrópicas têm alterado muito o funcionamento desse sistema complexo, dinâmico e cíclico, fazendo com que respostas contrárias da própria natureza tragam impactos cada vez mais frequentes e severos, com destaque para o aumento da temperatura global do planeta que tem aumentado a intensidade e a frequência de fenômenos climáticos extremos.

A interação das propriedades físicas, químicas e biológicas nos solos controla a vida das plantas. Compreender esses processos e como são influenciados pelas condições ambientais nos permite otimizar a disponibilidade de nutrientes e

a produtividade das culturas. Este conhecimento é essencial para as decisões relativas ao manejo de nutrientes para criar condições mais favoráveis ao crescimento e à saúde das plantas e para minimizar os impactos da aplicação de nutrientes no meio ambiente. Um bom manejo das propriedades físicas e químicas do solo pode ajudar a suavizar os impactos negativos das ações antrópicas inevitáveis, potencializar a produção de grãos assegurando alimento e condições de sobrevivência para futuras gerações.

Figura 1 – Funções ecológicas essenciais do solo para a vida humana



Fonte: Adaptado de Brady e Weil (2013)

Assim, como o sol nasce no Leste, o Brasil traz consigo a certeza do papel fundamental, não só para a segurança alimentar do planeta, mas também energética. No entanto, a produção por si só demanda mais do que vastas áreas, alta tecnologia na produção de híbridos que resistem desde longos períodos de seca até o ataque incessante de pragas e doenças

e, máquinas e tecnologias que permitam aumentar a eficiência do sistema. Fato é que, de nada adianta a melhor genética, as melhores condições de cultivo, o melhor sistema de irrigação, a melhor máquina e as mais eficientes moléculas de defensivos, se o solo, a base de todo esse sistema, é falha.

O objetivo deste capítulo é revisar os princípios básicos da química e física do solo os quais são importantes para compreender sua capacidade de fornecer nutrientes e servir como substrato básico para o crescimento das plantas.

Química do solo e disponibilidade de nutrientes

Origem das cargas elétricas do solo

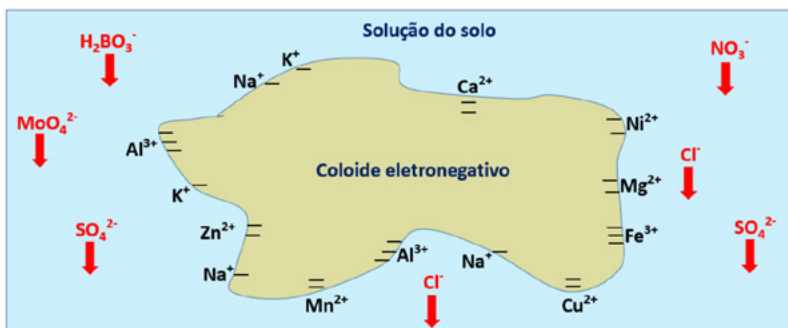
A fase sólida do solo é constituída por uma fração mineral (óxidos de Fe e Al, caulinita, sílica entre outros minerais) e outra orgânica (humina, ácido fúlvicos e húmicos), que conferem propriedades físicas (porosidade, retenção de água, coesão de partículas e outras) e químicas (retenção de nutrientes e acidez, por exemplo) ao solo. Muitas destas propriedades têm origem nas cargas elétricas que, por sua vez, estão associadas ao complexo coloidal do solo.

Partículas coloidais (ou coloides) apresentam tamanho de 1 nm–1 μ m, e podem ser inorgânicas (argilominerais) ou orgânicas (substâncias húmicas). Devido ao pequeno tamanho dessas partículas, apresentam grande superfície específica que depende do tipo de mineral (caulinita = 10–30 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$; óxidos de Fe = 100–400 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$; montmorilonita = 700–800 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$; GROHMANN, 1975) e de matéria orgânica humificada (550–800 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$) (PENNELL; BOYD; ABRIOLA, 1995). Portanto, solos tropicais cauliníticos e oxídicos possuem, em geral, menor superfície específica do que solos de regiões temperadas, onde há predomínio de montmorilonita e de outras argilas silicatadas mais ativas (NOVAIS; MELLO,

2007). Embora a matéria orgânica do solo (MOS) ocorra em proporções pequenas (em relação à argila), ela contribui significativamente para o valor da superfície específica média do solo de um determinado local.

Geralmente os colóides do solo são eletronegativos, apresentando cargas elétricas predominantemente negativas, embora possam também conter cargas positivas em menor quantidade (NOVAIS; MELLO, 2007). Na realidade, grande parte dos colóides são anfóteros, ou seja, alteram o sinal da carga líquida da partícula em função do pH do solo (FONTES *et al.*, 2001). Assim, alguns solos altamente intemperizados são eletropositivos, com predomínio de cargas positivas, porém, esta situação é incomum. É importante destacar que o solo apresenta colóides com cargas positivas, negativas e com ambas. Em um caso hipotético, onde as partículas do solo tivessem apenas cargas negativas, haveria total perda por lixiviação dos ânions (NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , etc.) adicionados (Figura 2).

Figura 2 - Representação esquemática de um colóide eletronegativo do solo e perda por lixiviação de ânions adicionados na solução que o envolve

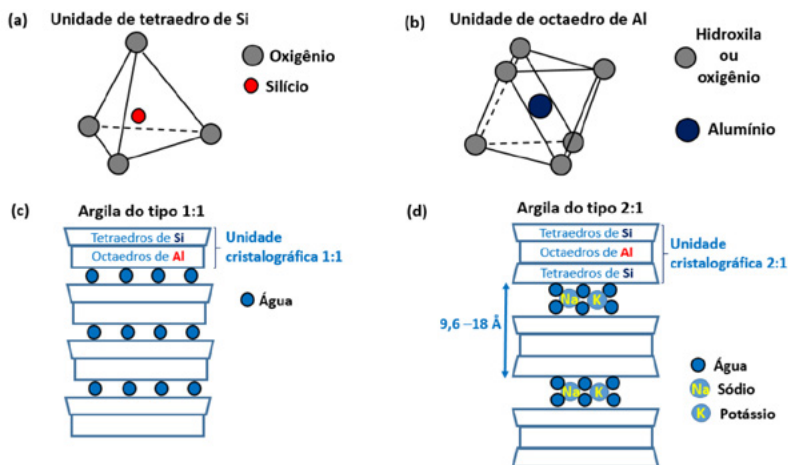


Fonte: Silva (2021)

Para melhor compreensão do processo de formação de cargas elétricas nos colóides do solo, é preciso recordar que

as argilas silicatadas podem ser do tipo 1:1 ou 2:1, conforme a proporção de unidades de tetraedros de silício e octaedros de alumínio formando os aglomerados de camadas ou lâminas justapostas (Figura 3).

Figura 3 - Representação esquemática de unidade de tetraedro de Si (a) e octaedro de Al (b) de argilas silicatadas do tipo 1:1 (c) e 2:1 (d)



Fonte: Silva (2021)

As cargas eletronegativas do solo possuem três origens principais (NOVAIS; MELLO, 2007):

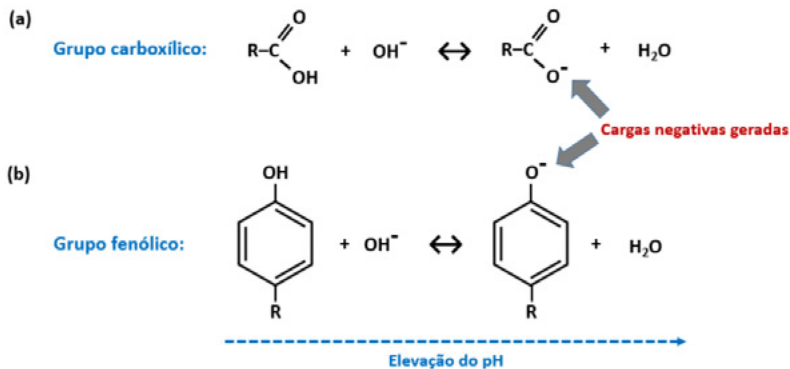
1. Dissociação do grupo $-OH$ nas arestas de argilas silicatadas: neste processo de formação de cargas negativas o grupo $-OH$ nas terminações octaédricas das argilas silicatadas (em faces quebradas das unidades cristalográficas) pode se dissociar, gerando uma carga negativa: $argila-OH + OH^- \leftrightarrow argila-O^- + H_2O$. Esta reação depende do pH e predomina em argilas do tipo 1:1, sendo que a elevação do pH do solo (por exemplo, com a realização de calagem) desloca o equilíbrio da reação para a direita.

2. Substituição isomórfica em argilas silicatadas do tipo 2:1: alguns átomos de Si^{4+} dos tetraedros podem ser substituídos

por Al^{3+} , bem como o Al^{3+} dos octaedros pode ser substituído por Mg^{2+} ou por outros cátions. Desta forma, a substituição do Si^{4+} (que se encontrava, inicialmente, neutralizando quatro cargas negativas) de um tetraedro por um cátion Al^{3+} irá resultar em uma carga negativa. De maneira semelhante, uma carga negativa será gerada pela substituição de um Al^{3+} de um octaedro por um cátion de Mg^{2+} . Vale destacar que o número de cargas geradas por este processo não é variável com alterações do pH do solo.

3. Dissociação do grupo $-\text{OH}$ na MOS: neste caso, as cargas negativas originam-se, principalmente, da dissociação de grupos carboxílicos e fenólicos da MOS, de acordo com as reações químicas (Figura 4).

Figura 4 - Representação esquemática da geração de cargas negativas em grupos carboxílicos (a) e fenólicos (b) da matéria orgânica do solo com o aumento do pH do solo. Nota: 'R' representa as cadeias alifáticas e aromáticas da humina, ácidos húmicos e fúlvicos



Fonte: Silva (2021)

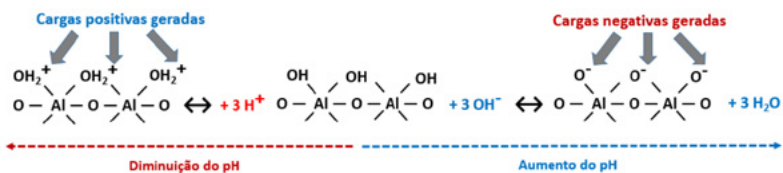
Os equilíbrios acima são deslocados para a direita com a elevação do pH do solo, ou seja, à medida que se aumenta a

dose de calcário para correção da acidez do solo, ocorre incremento de geração de cargas negativas na MOS do solo.

Em condições mais ácidas ($\text{pH} < 5,5$) o Al^{3+} está ativo (disponível) na solução do solo, podendo se ligar ao $-\text{OH}$ de grupos carboxílicos e fenólicos da MOS, formando complexos onde cargas negativas são neutralizadas. Porém, esta ligação é reversível com o aumento do pH, pois o Al^{3+} se precipita na forma de $\text{Al}(\text{OH})_3$, restaurando as cargas negativas (LOPES; GUIDOLIN, 1989).

As cargas eletropositivas do solo possuem apenas uma origem (NOVAIS; MELLO, 2007). Em óxidos e hidróxidos (óxidos hidratados) de Fe e de Al o grupo $-\text{OH}$ na superfície destas argilas pode se protonar com a diminuição do pH do solo até atingir uma condição mais ácida, gerando uma carga positiva (Figura 5). São nestas cargas eletropositivas que ocorre a adsorção de vários ânions, como o Cl^- , HPO_4^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , MoO_4^{2-} , H_2BO_3^- , dentre outros.

Figura 5 - Representação esquemática da geração de cargas positivas e negativas em um óxido hidratado de alumínio com a diminuição e o aumento do pH do solo, respectivamente



Fonte: Silva (2021)

As cargas elétricas são de grande importância, pois permitem que o solo funcione como um reservatório para armazenamento de nutrientes, reduzindo as perdas de cátions e ânions por lixiviação. Além disso, possibilitam que os nutrientes sejam liberados para a solução do solo em pequenas quantidades, gradualmente, para atender a demandas das plantas.

Adsorção e troca iônica no solo

Existe um equilíbrio eletroquímico entre os íons ligados a um colóide do solo e aqueles presentes na solução adjacente. Este equilíbrio é mantido por mecanismos de adsorção, desorção e troca iônica.

A adsorção é um fenômeno químico de atração ou ligação entre a carga de um colóide e um íon da solução do solo, o que proporciona a retenção de cátions e ânions no solo. Por sua vez, a desorção é o processo inverso, ou seja, consiste na liberação de substâncias que foram adsorvidas na superfície de um colóide (Figura 6).

Figura 6 - Representação esquemática dos mecanismos de adsorção e desorção de íons em um colóide eletronegativo e outro eletropositivo, em equilíbrio com os elementos na solução do solo



Fonte: Silva (2021)

As propriedades de adsorção iônica do solo são devidas, quase exclusivamente, aos argilominerais e à matéria orgânica coloidal, devido ao fato de serem partículas de elevada superfície específica, recoberta por cargas elétricas. Os íons envolvidos neste processo de adsorção ligam-se por eletrovalência (ligação iônica ou eletrostática) ou por covalência às partículas coloidais do solo (NOVAIS; MELLO, 2007). Neste

contexto, alguns fatores influenciam a energia de ligação entre os íons e os colóides do solo:

1. Valência: íons de maiores valências deslocam íons de menores valências (com exceção do H^+);

2. Raio hidratado: íons com menor raio hidratado apresentam maior energia de ligação;

3. Concentração: íons mais concentrados na solução do solo irão deslocar outros íons (com menor concentração) da superfície dos colóides;

4. Seletividade do coloide: cada tipo de coloide possui maior afinidade por determinados tipos de íons.

Em termos estequiométricos, os íons adsorvidos às partículas coloidais podem ser deslocados e substituídos por outros íons de mesmo tipo de carga (positiva ou negativa), dando-se uma troca iônica balanceada quali-quantitativamente.

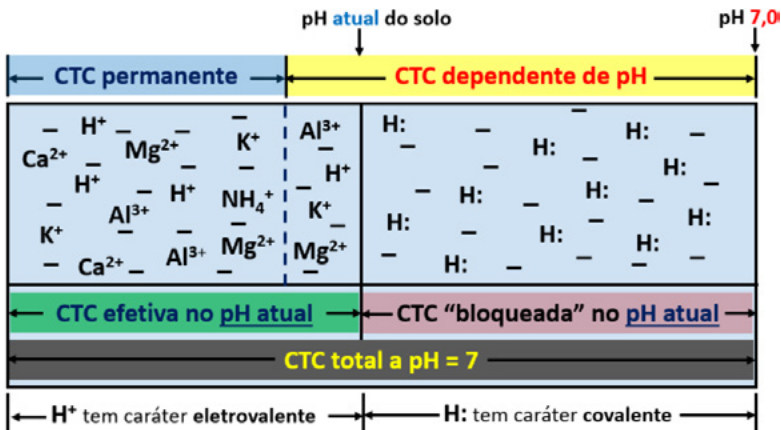
Em condições de campo, os cátions mais envolvidos na troca iônica são: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , H^+ , K^+ , Na^+ e NH_4^+ . Em geral, o Ca^{2+} é o cátion mais abundante em alguns solos, enquanto que, em outros, é o Al^{3+} . Por outro lado, os principais ânions envolvidos quantitativamente neste processo são: NO_3^- , SO_4^{2-} , HPO_4^{2-} , $H_2PO_4^-$ e Cl^- . Vale destacar que os micronutrientes (catiônicos = Cu, Mn, Zn e Fe; aniônicos = B, Cl e Mo) também participam deste processo de troca iônica, embora em quantidades menores.

Existem dois processos que suportam a troca iônica: 1) capacidade de troca catiônica (CTC) e 2) capacidade de troca aniônica (CTA).

A CTC é a quantidade máxima de cátions adsorvíveis e trocáveis que o complexo coloidal do solo pode reter. Na prática, a CTC total (T) de um solo é geralmente determinada a pH 7,0 (para a maioria dos tipos de solos) ou a pH 8,2 (para solos alcalinos e salinos), utilizando o acetato de cálcio $0,5 \text{ mol L}^{-1}$ como extrator. Ela é calculada somando-se os teores das

principais bases trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+) com a acidez potencial ($\text{H}+\text{Al}$). Também, há a determinação da CTC efetiva (t) na condição de pH em que o solo se encontra. Neste caso, é obtida pela soma das bases trocáveis com a acidez trocável (Al^{3+}). Portanto, uma fração da CTC total é dependente de pH, enquanto outra parte é permanente (Figura 7).

Figura 7 - Representação esquemática da CTC do solo, constituída por uma fração permanente e outra dependente de pH



Fonte: Silva (2021); adaptado de Novais e Mello (2007)

Dentre os cátions que neutralizam as cargas negativas da CTC efetiva do solo, incluem-se, principalmente, as bases (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ e NH_4^+), o Al^{3+} e, também, cátions H^+ de caráter mais eletrovalente (tipo ácido forte). No entanto, nos coloides do solo existem cargas negativas de caráter eletrovalente ou covalente, que se manifestam ou não, de acordo com o pH atual do solo. Assim, em um dado pH, parte das cargas dependentes do solo estará bloqueada por hidrogênio de caráter covalente ($\text{H}:$). Então, a CTC efetiva será dada pelas cargas permanentes mais aquelas dependentes de pH, porém livres do $\text{H}:$ (covalente). Quando se aumenta o pH do solo, mais

íons H: ligados a cargas dependentes de pH são neutralizados, resultando em conseqüente aumento da CTC efetiva do solo.

A CTC total do solo é função da quantidade e tipos de argila e de substâncias húmicas (Tabela 1).

Tabela 1 - Capacidade de troca catiônica (CTC) de alguns coloides (argilominerais e substâncias húmicas) do solo

Coloide	CTC (cmol _c dm ⁻³)
Montmorilonita (2:1)	50–100
Ilita (2:1)	10–50
Vermiculita (2:1)	100–150
Caulinita (1:1)	5–15
Óxidos de Fe e Al	2–5
Substâncias húmicas	150–500

Nota: número entre parêntese após nome de um coloide indica se ele é um argilomineral do tipo 1:1 ou 2:1 (tetraedro de Si: octaedro de Al).

Fonte: adaptada de Mello et al. (1983)

Em solos altamente intemperizados de regiões tropicais, como a maior parte do território brasileiro, as substâncias húmicas (constituintes da MOS) apresentam, geralmente, a maior participação no valor da CTC total do horizonte superficial do solo.

A troca de cátions, no contexto da CTC, é reversível, rápida e obedece à lei de equivalência química (estequiométrica). No entanto, a natureza dos cátions trocáveis influencia a ‘preferencialidade de troca’, ou seja, a preferência de adsorção de um íon na superfície de um coloide depende de sua densidade de carga, isto é, Z/r , onde Z é a carga do íon e r é o raio do íon hidratado (NOVAIS; MELLO, 2007). Assim, os cátions que têm maior densidade de carga são mais retidos nas cargas negativas do solo. Por isso, os cátions polivalentes são geralmente mais fortemente retidos no solo, com destaque

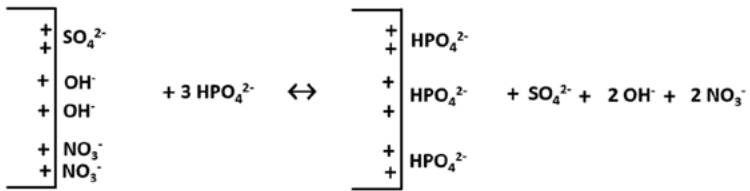
para o Al^{3+} (trivalente). Vale ressaltar que o H^+ , em razão de suas propriedades específicas, não se comporta como monovalente quanto à preferencialidade de troca, dependendo também da natureza (afinidade) do material trocador.

A concentração dos cátions na solução do solo é outro fator que influencia a preferencialidade de troca, pois, à medida que se dilui a solução, mantendo constantes as quantidades dos cátions presentes, ocorre aumento na preferencialidade de troca pelos cátions de menor valência, como o Na^+ . Além disso, em função do arranjo estrutural do material trocador (coloide) e de sua interação com os cátions, pode haver alguma preferencialidade nas regiões de troca. Por exemplo, os argilominerais do tipo 2:1 retêm, preferencialmente, o K^+ e o NH_4^+ , enquanto que, nas substâncias húmicas o H^+ e Ca^{2+} são os cátions mais retidos.

A CTA corresponde a quantidade máxima de ânions adsorvíveis e trocáveis que o complexo coloidal do solo pode reter. Ela é função, principalmente, da quantidade e tipos de óxidos e hidróxidos de Fe e Al. Além disso, em valor de baixo pH, arestas quebradas de argilominerais 1:1 também podem gerar cargas positivas, aumentando a CTA.

Majoritariamente, a troca de ânions na CTA é reversível, rápida e estequiométrica, sendo que os principais ânions que participam deste processo são: OH^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , HPO_4^{2-} , H_2PO_4^- , Cl^- , HCO_3^- , F^- , MoO_4^{2-} e HBO_3^{2-} . O NO_3^- é extremamente móvel entre sua ligação nos coloides e sua liberação para a solução do solo. Por sua vez, o SO_4^{2-} pode ser retido fracamente sob certas condições, a despeito de ser bivalente. Finalmente, o HPO_4^{2-} possui elevada capacidade de deslocar outros ânions no complexo de troca (Figura 8).

Figura 8 - Representação esquemática da capacidade do HPO_4^{2-} de deslocar outros ânions no complexo de troca catiônica do solo

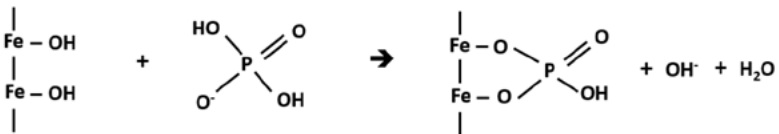


Fonte: Silva (2021)

Para ânions como nitrato (NO_3^-), cloreto (Cl^-) e fluoreto (F^-), que não sofrem interação específica com a superfície adsorvente, a adsorção aos coloides se dá por meio de atração entre cargas opostas (ligação eletrostática) à semelhança do que ocorre com a maioria dos cátions.

Um aspecto particular do comportamento de certos ânions no solo é a adsorção específica. Por este processo os ânions são retidos pela fase sólida por meio de ligações fortes (covalentes), passando a fazer parte da estrutura da micela (coloide) em sua superfície. Este tipo de adsorção é de baixa reversibilidade e é bem conhecida para o fosfato (H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} e PO_4^{3-}), sendo o principal responsável pela fixação de fósforo no solo (Figura 9), principalmente, nos solos ricos em óxidos de ferro e alumínio (NOVAIS; SMYTH, 1999).

Figura 9 - Representação esquemática da fixação de fosfato (H_2PO_4^-) no solo



Fonte: Silva (2021); adaptado de Mengel e Kirkby (1982)

O ânion que pode deslocar o fosfato (H_2PO_4^-) da fase sólida do solo com maior eficiência é o silicato (H_3SiO_4^-). Em segundo lugar vem o SO_4^{2-} . Por outro lado, o NO_3^- e o Cl^- praticamente não têm poder de substituir o fosfato.

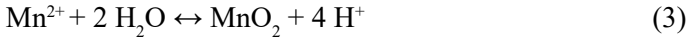
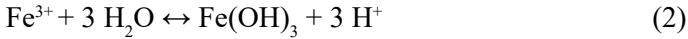
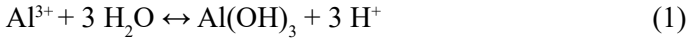
Para ânions adsorvidos de forma específica aos coloides do solo, as condições de reversibilidade e estequiometria não são satisfeitas, portanto, o conceito de capacidade de troca aniônica (CTA) não se aplica. Neste caso, o equilíbrio entre a fase sólida e a solução é caracterizado por meio de 'isotermas de adsorção', que possibilitam estimar parâmetros como a capacidade máxima de adsorção (CMA) de um ânion e a intensidade da energia de ligação. Para o fósforo, que está sujeito à adsorção específica, estes parâmetros são importantes.

Origem e classificação da acidez do solo

De modo geral, no contexto agrícola, são classificados como solos ácidos aqueles que possuem $\text{pH} < 6,0$ (VOLKWEISS, 1989). Esses solos apresentam frequentemente teores tóxicos de alumínio e manganês para as plantas, assim como, deficiências de nutrientes essenciais (molibdênio, cálcio e outros). A maioria destes solos pertence aos grupos dos Argissolos, Latossolos e Espodossolos. Estima-se um total mundial de 3,95 bilhões de hectares de terras aráveis afetadas pela acidez do solo, sendo 1,62 bilhões nas américas, concentrados na América do Sul (BIAN *et al.*, 2013).

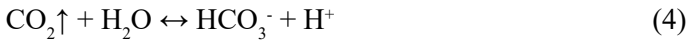
Os solos ácidos se formam principalmente pelo processo de intemperismo sobre o material de origem (rochas: basalto, granito, arenito e outros). O processo de acidificação nas regiões tropicais e subtropicais inicia com a solubilização das rochas (por meio de fatores ambientais e biológicos: umidade, calor, microrganismos e outros) que resulta em perdas por percolação de cátions básicos de menor valência (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) e retenção nos coloides do solo (argila e matéria

orgânica) de cátions de maior valência (Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{2+}). Os íons Al^{3+} , Fe^{3+} e Mn^{2+} trocáveis possuem caráter ácido, pois quando passam à solução do solo reagem com a água (hidrólise) gerando H^+ , segundo as equações (Eq. 1, 2 e 3):



É importante destacar que o íon H^+ reage com a H_2O formando o íon hidrônio (H_3O^+), que efetivamente está presente na solução do solo.

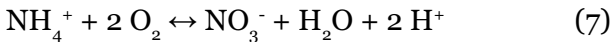
Durante o processo de intemperismo, a água de chuvas ácidas entra em contato com a rocha e resulta em sua dissolução e acidificação do solo. Porém, como ocorre a acidificação da água na atmosfera? Ela pode ocorrer naturalmente (Eq. 4) ou pela ação antrópica (Eq. 5 e 6):



Na atmosfera, a hidrólise de gases e partículas contendo enxofre e nitrogênio reativos produz ácidos fortes. Neste contexto, se destacam os óxidos de azoto (NO_x) gerados da queima de combustíveis fósseis e os compostos de enxofre (SO_x) provenientes da oxidação das impurezas sulfurosas existentes na maior parte dos carvões e petróleos.

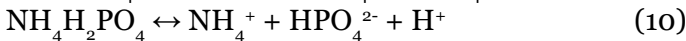
No solo, os microrganismos também podem gerar acidez, por meio da produção de íons H^+ e sua liberação para a solução do solo. Este processo é mais intenso durante o processo de decomposição dos compostos orgânicos depositados na superfície (palhada ou serapilheira) ou no interior do solo (raízes mortas). A decomposição da matéria orgânica leva à formação de ácidos orgânicos solúveis (ácidos cítrico, láctico, oxálico, málico, etc.) que contribuem para a acidificação do solo. Além disso, a mineralização de compostos orgânicos

libera compostos de N e S reduzidos que, ao serem oxidados, liberam prótons H^+ na solução do solo (Eq. 7 e 8):

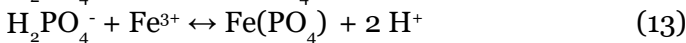
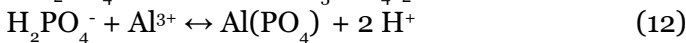
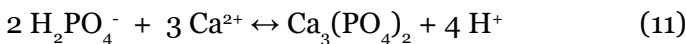


A adubação com alguns fertilizantes também pode gerar acidez na solução do solo. Por exemplo, adubos nitrogenados amoniacais, como o sulfato de amônio $[(NH_4)_2SO_4]$, o nitrato de amônio (NH_4NO_3) , o fosfato de amônio $[(NH_4)_3PO_4]$ e o cloreto de amônio (NH_4Cl) , quando utilizados com frequência em solos com baixo poder tampão, podem causar acidificação por meio da ação microbiana de oxidação (nitrificação) do NH_4^+ (Eq. 7).

A maioria dos adubos fosfatados solúveis em água se torna acidificante do solo ao longo do tempo de dissolução pós-adubação, devido à liberação de íons H^+ (Eq. 9 e 10).



Na sequência das reações acima (após os fertilizantes fosfatados liberarem $H_2PO_4^-$ e HPO_4^{2-} para a solução do solo), o $H_2PO_4^-$ pode reagir com Ca^{2+} (principalmente quando o pH é alto) ou com Al^{3+} e Fe^{3+} (em condições de baixo pH). Em todas essas reações há liberação de íons H^+ (Eq. 11, 12 e 13).

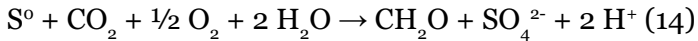


No caso de fertilizantes contendo enxofre, temos algumas situações (ERNANI, 2008):

i) O gesso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) utilizado em grandes quantidades pode ocasionar reações secundárias que promovem um pequeno aumento ou pequena diminuição do pH, porém isso só acontece quando o pH do solo for bastante baixo. O aumento do pH resulta do deslocamento de OH^- da fase sólida pela adsorção específica de SO_4^{2-} . Por outro lado, a redução

do pH é consequência do deslocamento de Al^{3+} da fase sólida pelo Ca^{2+} , e só acontece quando existe Al^{3+} trocável (ou seja, em $\text{pH} < 5,5$).

ii) A adição de enxofre elementar (S^0) diminui o pH do solo devido à oxidação do S^0 por bactérias, principalmente *Thiobacillus thiooxidans* (Eq. 14).



No entanto, o enxofre elementar (S^0) não é comumente adicionado ao solo, a não ser quando se pretende diminuir o pH. Quando isto for necessário, estima-se que 1 tonelada de enxofre elementar neutraliza o efeito de aproximadamente 3 toneladas de calcário.

A acidez do solo pode ser classificada em: ativa, trocável, potencial, não-trocável e dependente de pH.

A acidez ativa (pH) corresponde à acidez na fase líquida do solo, a qual se refere à concentração de íons H^+ (i.e., H_3O^+) na solução do solo (Eq. 15).

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+] \quad (15)$$

Sendo $[\text{H}^+]$ dado em mol L^{-1} e proveniente de uma solução constituída pela relação 1:2,5 (v/v) solo: água destilada (ou CaCl_2 0,01 mol L^{-1}).

A acidez trocável (Al^{3+}) é representada pelo Al^{3+} mais o H^+ que está retido na superfície dos colóides por forças eletrostáticas. Como, em geral, a participação do H^+ eletrovalente é muito pequena (quase desprezível: <5% da acidez trocável) em relação ao Al^{3+} , este valor também é chamado de alumínio trocável. O alumínio na solução é considerado acidificante do solo, pois, por meio de hidrólise, gera acidez (Eq. 1). A determinação da acidez trocável é feita no pH original do solo (extração com solução não tamponada de KCl 1 mol L^{-1}).

A acidez potencial (H+Al) é caracterizada pela soma da acidez trocável ($\text{Al}^{3+} + \text{H}^+$ eletrovalente) com a acidez não trocável (H covalente = H:). Portanto, a acidez potencial

corresponde à acidez proveniente da fase sólida do solo. Ela caracteriza o poder tampão de acidez do solo e sua estimativa acurada é fundamental para se estimar a CTC a pH 7,0. A determinação da acidez potencial é realizada usando-se como extrator uma solução tamponada de acetato de cálcio 0,5 mol L⁻¹ a pH 7,0.

Por sua vez, a acidez não-trocável em um dado valor de pH do solo, corresponde ao íon H⁺: de ligação covalente associado aos argilominerais de carga negativa. Ela inclui também o Al³⁺ complexado pela matéria orgânica e aos ácidos fracos de grupos carboxílicos e fenólicos das substâncias húmicas.

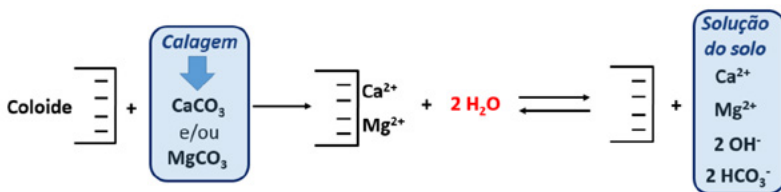
Finalmente, a acidez dependente de pH corresponde à diferença entre a acidez potencial e a acidez trocável, ou seja, (H+Al) – Al³⁺.

Efeitos da acidez e calagem sobre a disponibilidade de nutrientes

A acidez do solo influencia a disponibilidade de vários elementos minerais, afetando a sua solubilidade, além de alterar a taxa de mineralização e/ou decomposição de compostos orgânicos que possuem nutrientes em sua composição. Por outro lado, a correção da acidez por meio da calagem eleva o pH do solo, afetando suas propriedades químicas e, conseqüentemente, a disponibilidade de nutrientes para as plantas (MEURER, 2004), como veremos a seguir:

Cálcio e magnésio: à medida que o calcário se dissolve no solo ele libera Ca²⁺ e Mg²⁺, que são adsorvidos nas cargas negativas da matéria orgânica, e dos argilominerais. Assim, a calagem aumenta a quantidade desses cátions na fase sólida em equilíbrio com a solução do solo, aumentando sua disponibilidade para as plantas (Figura 10).

Figura 10 - Representação esquemática da disponibilização de cálcio e magnésio por meio da calagem



Fonte: Silva (2021)

É importante mencionar que não há efeito direto do pH sobre a disponibilidade de Ca²⁺ e de Mg²⁺ para as plantas. No entanto, pode-se considerar um efeito indireto do pH: quando o pH aumenta, ocorre aumento da CTC efetiva (ocupando parte da CTC dependente do pH) que resulta em aumento da adsorção de Ca²⁺ e de Mg²⁺ nos colóides de argilominerais e, conseqüentemente, redução da lixiviação destes cátions, aumentando indiretamente a disponibilidade deles para as plantas.

Nitrogênio: a disponibilidade de N (NH₄⁺ e NO₃⁻) aumenta com o aumento do pH do solo devido ao seu efeito de aumentar a taxa de mineralização da MOS. De acordo com Ernani (2008), o efeito do pH sobre a disponibilidade de N está relacionado à sua influência sobre a atividade microbiana que atua na mineralização da MOS: quando o pH é baixo (principalmente <5,0), o desenvolvimento e a atividade dos microrganismos mineralizadores da MOS são prejudicados, resultando em menor liberação de nutrientes da MOS para as plantas, principalmente de N. Portanto, recomenda-se adubar com maior dose de N os solos com pH muito baixo em relação àqueles com pH >5,0, de acordo com a exigência em N das culturas agrícolas.

Potássio: não há efeito direto do pH sobre a disponibilidade de K^+ para as plantas. No entanto, pode-se considerar um efeito indireto do pH, pois, quando ele aumenta ocorre aumento da CTC efetiva que resulta em aumento da adsorção de K^+ nos coloides de argilominerais e, conseqüentemente, reduzindo sua lixiviação, como comentado anteriormente para Ca^{2+} e Mg^{2+} .

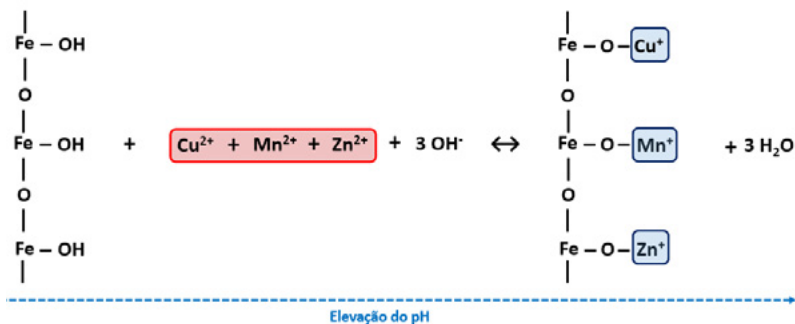
Fósforo, molibdênio e enxofre: a dissolução do calcário aumenta a quantidade de OH^- na solução do solo, que, em alta concentração, pode deslocar $H_2PO_4^-$, MoO_4^{2-} e SO_4^{2-} dos coloides do solo (óxidos e hidróxidos de Fe e Al) para a solução do solo, por meio do fenômeno de ‘troca de ligantes’ (MEURER, 2004). Deste modo, ocorre aumento da disponibilidade de P, Mo e S para as plantas.

No caso específico do P, a sua disponibilidade para as plantas aumenta com o aumento do pH do solo na faixa de 4,0 até 7,0 (ALVAREZ; MELLO; DIAS, 1996). No entanto, a partir de $pH > 7$ ocorre decréscimo de sua disponibilidade. De fato, a faixa de pH entre 6,5 e 7,0 é aquela com menor ‘fixação de fósforo’ no solo, portanto, é onde ocorre maior disponibilidade de fósforo para as plantas (MALAVOLTA, 2006).

A elevação do pH, ao favorecer a mineralização e a decomposição da MOS, aumenta a liberação de SO_4^{2-} para a solução do solo, aumentando sua disponibilidade para as plantas.

Cobre, manganês, zinco e ferro: a disponibilidade de Cu^{2+} , Mn^{2+} e Zn^{2+} para as plantas diminui com a elevação do pH do solo, devido à formação de complexos (por adsorção química) com os óxidos de Fe e Al (MEURER, 2004) (Figura 11).

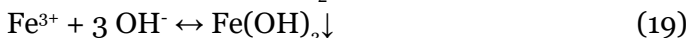
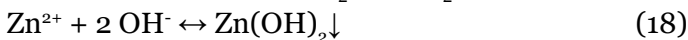
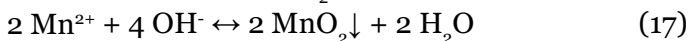
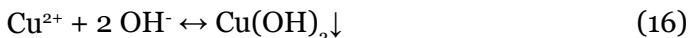
Figura 11 - Representação esquemática da formação de complexos de Cu^{2+} , Mn^{2+} e Zn^{2+} com óxido de ferro, em função do aumento do pH do solo



Fonte: Silva (2021)

Estes três íons (Cu^{2+} , Mn^{2+} e Zn^{2+}) também formam complexos com as substâncias húmicas derivadas da MOS, ficando indisponíveis para absorção pelas plantas. No entanto, dependendo da constante de estabilidade (k) de cada complexo formado, ele pode permanecer solúvel na solução do solo e ficar em forma disponível para as plantas.

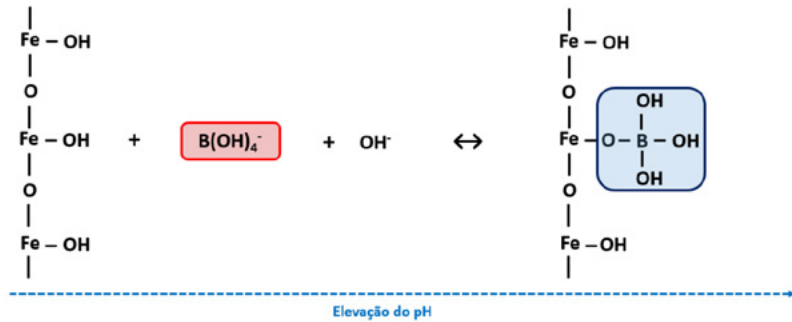
Os íons Cu^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} e Fe^{3+} têm a sua disponibilidade reduzida para as plantas com a elevação do pH do solo, pois algumas reações de oxidação e precipitação são favorecidas nesta situação (Eq. 16, 17, 18 e 19):



Boro: abaixo de pH 7,0 há pouco efeito do pH sobre a disponibilidade do B (HBO_3^{2-}). No entanto, a disponibilidade de B para as plantas diminui com o aumento da alcalinidade a partir de pH >7,0, devido ao decréscimo de sua solubilidade (ALVAREZ; MELLO; DIAS, 1996). Em valores de pH >7,0 o $\text{B}(\text{OH})_4^-$ é adsorvido aos óxidos de ferro por meio do

mecanismo de troca de ligantes com OH^- (MEURER, 2004) (Figura 12).

Figura 12 - Representação esquemática da adsorção de $\text{B}(\text{OH})_4^-$ aos óxidos de ferro por meio do mecanismo de troca de ligantes com OH^- , em função do aumento do pH do solo



Fonte: Silva (2021)

Matéria orgânica do solo e disponibilidade de nutrientes

A relevância da MOS para a maioria dos solos tropicais consiste no fato dela ser a principal determinante da CTC do solo bem como importante fonte de nutrientes minerais para as plantas (FONTANA *et al.*, 2011). Ela pode ser considerada todo material de origem vegetal ou animal que se encontre no solo independentemente de seu estado de decomposição, sendo composta por dois grupos principais (THENG *et al.*, 1989):

i) **Componente vivo:** compreende menos de 4% do carbono orgânico (CO) total do solo. Contempla as raízes das plantas (5–10%); macrorganismos ou fauna (15–30%), que se subdividem em microfauna (protozoários e nematoides), mesofauna (ácaros) e macrofauna (minhocas e termitas); e microrganismos (60–80%).

ii) **Componente morto:** acima de 96% do CO total do solo, compreendendo as frações leve (matéria macrorrgânica) e pesada (substâncias húmicas e não-húmicas).

A matéria macrorrgânica é proveniente diretamente da serapilheira (*litter*), sendo geralmente a menor fração do componente morto (10–30%) e do CO total do solo (SILVA; RESCK, 1997). Ela consiste de resíduos de plantas em vários estágios de decomposição, com diâmetro médio de 0,25–2 mm e baixa densidade ($\pm 1,0 \text{ g cm}^{-3}$) (ANDERSON; INGRAM, 1990). Por essa razão, a matéria macrorrgânica também é chamada de ‘fração leve’, e pode ser obtida por flotação em líquidos com densidade de 1,2–2,0 g cm^{-3} . Sua decomposição varia com as condições ambientais, sendo que em solos ácidos e regiões frias e secas, normalmente há maior acúmulo de matéria macrorrgânica. Ela contribui significativamente para o reservatório de N disponível, especialmente se a relação C/N do composto orgânico é baixa (SOLLINS; SPYCHER; GLASSMANN, 1984). Por permanecer na superfície do solo, alguns autores não a consideram como parte da MOS.

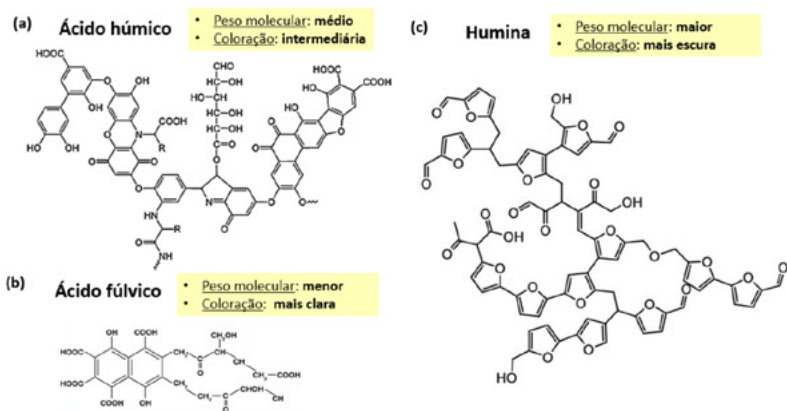
As substâncias não-húmicas são aquelas com características físicas e químicas reconhecidas, a serem: carboidratos, proteínas, peptídeos, aminoácidos, gorduras, ceras, alcanos e ácidos orgânicos de baixo peso molecular. São decompostas de modo relativamente rápido pelos microrganismos do solo, o que lhes confere uma persistência muito pequena no ambiente (SILVA; RESCK, 1997).

Por sua vez, as substâncias húmicas constituem a maior proporção da MOS, sendo sua fração mais estável. São polieletrólitos, heterogêneas, de coloração amarelada a preta, hidrofílicas, ácidas, constituídas por substâncias orgânicas complexas contendo moléculas amorfas (sem forma definida), parcialmente aromáticas e com alto peso molecular (THENG *et al.*, 1989; STEVENSON, 1994). Essas substâncias

foram modificadas química e biologicamente, com pouco ou nenhuma característica dos compostos orgânicos originalmente conhecidos. Possuem alta habilidade para combinar com outras moléculas orgânicas, devido à presença de grupos funcionais ($-\text{COOH}$, $-\text{OH}$ e $-\text{C}=\text{O}$).

Quimicamente, quanto à solubilidade, as substâncias húmicas podem ser separadas em três frações (STEVENSON, 1994), a serem: 1) ácidos fúlvicos (AF): solúveis em ácido e base; 2) ácidos húmicos (AH): solúveis apenas em base e 3) huminas: não solúveis nem em ácido e nem em base (Figura 13). Esta separação é apenas operacional, não havendo distinção significativa entre elas em termos de propriedades físico-químicas. A composição das substâncias húmicas é extremamente variável, havendo polímeros de peso molecular relativamente baixo (± 5.000 daltons) até substâncias complexas com peso molecular elevado (centenas de milhares de daltons). A grande variação no grau de polimerização e no número de cadeias laterais e radicais que pode ser encontrada nas substâncias húmicas, faz com que não existam duas moléculas húmicas idênticas. Contudo, as substâncias húmicas são quimicamente muito parecidas, diferindo em peso molecular, teores de C, O, N e S, e conteúdo de grupamentos funcionais (carboxílico, fenólico, carbonil, amino, hidroxílico).

Figura 13 - Representação de unidades básicas de ácido húmico (a), ácido fúlvico (b) e humina (c)



Fonte: adaptado de Stevenson (1994) (a); Buffle (1977) (b) e Wang *et al.* (2016) (c)

Duxbury; Smith e Doran (1989) propuseram um modelo de compartimentalização da MOS baseado na escala de idade e na estabilidade dos componentes (Tabela 2):

Tabela 2- Compartimentos da matéria orgânica do solo com base em sua estabilidade e tempo de ciclagem

Compartimento	Tempo de ciclagem	Fatores de controle
Não protegido:		
- BIO (biomassa microbiana)	0,25–2,5 anos	Disponibilidade de substratos
- LAB (lábil)	5–20 anos	Adição de resíduos e clima
Protegido:		
- POM (proteção física = <i>physical organic protection</i>)	Depende do distúrbio físico	Textura e sistema de preparo do solo (quebra de agregados)
- COM (proteção química = <i>chemical organic protection</i>)	> 1.000 anos	Mineralogia e textura do solo

Fonte: adaptado de Duxbury; Smith e Doran (1989)

Assim, o compartimento BIO é constituído pela fauna, flora e microrganismos do solo; o LAB é formado por materiais lábeis (aqueles prontamente disponíveis para a decomposição por ataque microbiano); o POM corresponde à fração da MOS protegida física ou estruturalmente (dentro de pequenos poros dos agregados do solo) da decomposição microbiana; e o COM é a fração protegida química ou coloidalmente (pelas interações moleculares entre coloides orgânicos e minerais).

Os grupamentos funcionais ($-\text{COOH}$, fenólico, $-\text{C}=\text{O}$, $-\text{NH}_2$, $-\text{OH}$) da MOS humificada interagem com os óxidos e hidróxidos de Fe e Al e outros argilominerais. Essa propriedade de formar complexos argilo-orgânicos e a presença de anéis aromáticos em sua estrutura faz com que as substâncias húmicas sejam resistentes à degradação microbiana, pelo processo de proteção química (COM).

Os nutrientes presentes nos compartimentos BIO e LAB têm uma taxa de ciclagem rápida, ficando prontamente disponíveis às plantas ou sendo perdidos por lixiviação (principalmente N), dependendo do sincronismo entre a taxa de mineralização e taxa de absorção de nutrientes pelas plantas.

O tamanho dos compartimentos fisicamente (POM) e quimicamente (COM) protegidos está relacionado com o manejo, textura e mineralogia do solo. Grande parte dos nutrientes e da MOS se encontra nestes compartimentos. O tempo de ciclagem dos nutrientes nesses compartimentos vai ser controlado pelo grau de proteção intra e inter-microagregados, e do grau de interação do nutriente com a MOS.

Nutrientes interagindo com a MOS por meio de ligações eletrostáticas estarão prontamente disponíveis para serem absorvidos pelas plantas, enquanto nutrientes formando quelatos e/ou complexos e/ou associações com a matéria orgânica quimicamente protegida terão um tempo de ciclagem maior.

Quando o aporte de resíduos orgânicos é dominado por material de baixa taxa de decomposição (ex.: materiais ricos em lignina ou polifenóis; e/ou de elevada relação C/N), ocorrerá o favorecimento do processo de humificação e, conseqüentemente, acúmulo de matéria orgânica e nutrientes nos compartimentos protegidos. Os nutrientes presentes nestes compartimentos servirão como reserva do solo, visto que terão baixa taxa de mineralização e, conseqüentemente, menor disponibilidade para as plantas.

Por outro lado, quando o aporte de resíduos orgânicos é representado por materiais vegetais de rápida decomposição, haverá um favorecimento no aumento dos compartimentos BIO e LAB, resultando em uma ciclagem mais rápida dos nutrientes. As quantidades de nutrientes armazenados na fração não protegida da MOS (BIO e LAB) podem atingir valores bem elevados (em kg ha^{-1}): 100 de N, 80 de P, 70 de K e 11 de Ca. Como a ciclagem da matéria orgânica destes compartimentos é cerca de dez vezes mais rápida que aquela da matéria orgânica morta do solo (POM e COM), grande parte dos nutrientes armazenados é liberada durante essa ciclagem. O fluxo pode atingir um valor de 40 a 350 $\text{kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ de N e de 10 a 20 $\text{kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ de P.

O fornecimento de nutrientes pela MOS se dá mediante a mineralização dos nutrientes contidos em seus diferentes compartimentos. Do ponto de vista quantitativo, os compartimentos BIO e LAB possuem maiores possibilidades de fornecimento de nutrientes às plantas a curto e médio prazo, por apresentarem menores tempos de ciclagem.

Atributos físicos dos solos

Textura do solo

A textura é a propriedade física mais importante e estável do solo. Uma vez concebido um solo na sua formação por meio do intemperismo da rocha mãe, a proporção das partículas sólidas pouco vai variar ao longo de milhares de anos. Além disso, a distribuição das diferentes frações das partículas interfere diretamente nas demais propriedades físicas e tem forte relação com as propriedades químicas de um solo.

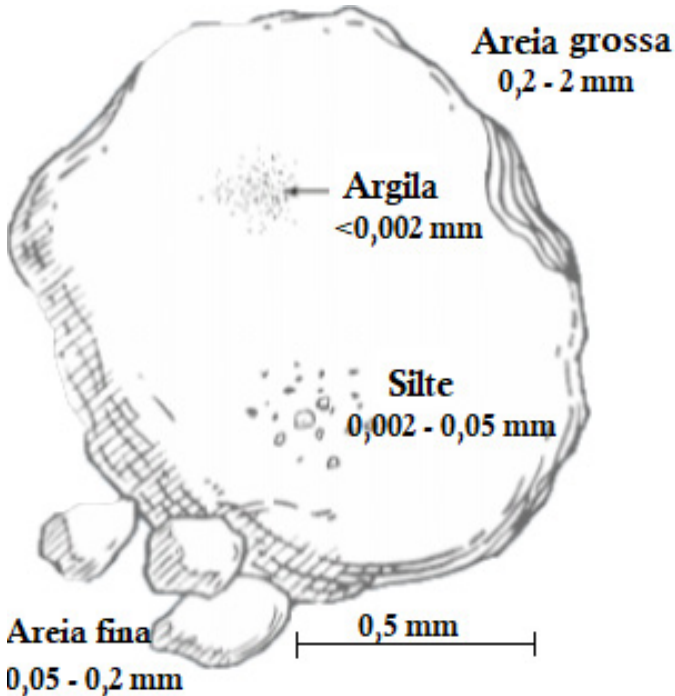
As partículas do solo consideradas para sua textura se dividem em três principais ordens de magnitude, sendo a argila com tamanho menor que 0,002 mm, silte entre 0,002 – 0,05 mm e a areia que é dividida em duas frações, fina 0,05 – 0,2 mm e grossa 0,2 – 2 mm. Para facilitar o entendimento, é possível observar a ordem de grandeza dessas partículas ampliadas, sendo que argila e silte não são visíveis a olho nu sem ampliação (Figura 14).

Na prática, as partículas de areia conferem uma sensação áspera ao se esfregar um pouco de solo entre aos dedos, o silte gera sensação de maciez e sedosidade similar ao obtido com a farinha de trigo. Além disso, pode conferir plasticidade e, por fim, a argila confere a pegajosidade que gruda o solo nas mãos e nas botas quando se caminha na terra após uma chuva, sendo que, quanto mais argila um solo conter mais facilmente pode-se moldar uma porção entre os dedos.

Outro ponto importante para ser considerado é a superfície específica, quanto menor o tamanho da partícula maior é sua área superficial. Dessa forma, por exemplo, é possível ter em uma colher de argila uma área superficial que pode ser do tamanho de um campo de futebol (BRADY; WEIL, 2013). A superfície específica é a responsável pela reatividade das partículas, assim, quanto menor for a partícula, mais reações irão ocorrer. As partículas de argila, também chamadas de

coloides possuem elevada reatividade e, por essa razão, interferem diretamente nas reações do solo.

Figura 14 – Visão da dimensão das partículas de argila, silte e areia ampliadas

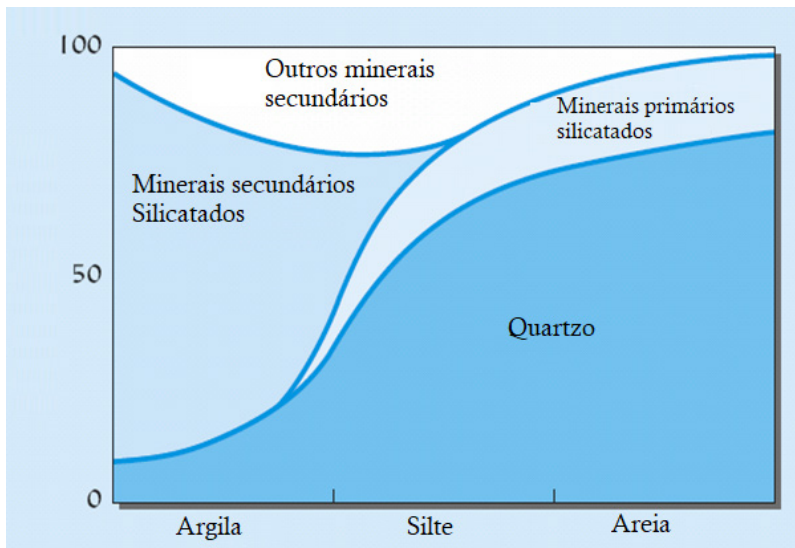


Fonte: Adaptado de Brady e Weil (2013)

A distribuição do tamanho das partículas de um solo tem estreita relação com o material de origem. Dessa forma, um solo arenoso com maior quantidade de areia em relação a silte e argila, vai conter maior proporção de quartzo. Por outro lado, a argila está relacionada a minerais secundários silicatados como, por exemplo, caulinita, montmorilonita, smectita além de outros minerais silicatados como óxidos de ferro e alumínio (Figura 15).

Além da composição química mineral de um solo, a proporção dos tipos de minerais altera outras propriedades físicas do solo, como porosidade. Maior quantidade de quartzo, por exemplo, gera maior quantidade de macroporos que, por sua vez, aumentam a aeração de um solo e, de forma contrária, maior presença de minerais secundários silicatados proporcionam solos mais argilosos que vão possuir maior quantidade de microporos que são responsáveis pelo maior armazenamento de água no solo.

Figura 15 – Relação entre o tamanho de partículas e os tipos minerais presentes no solo



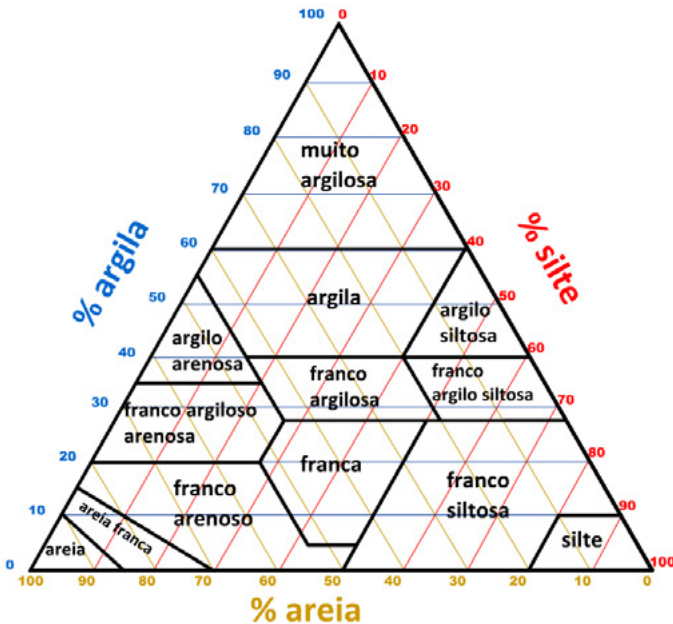
Fonte: Adaptado de Brady e Weil (2013)

Quanto ao manejo da textura de um solo, no Brasil utilizamos três grandes ordens de classificação, a serem: arenoso, argiloso e francos. Francos se refere a uma mistura de partículas de areia, silte e argila em proporções semelhantes. Porém, não significa que as proporções serão iguais, havendo

várias classificações de solos francos em função das variações de argila, silte e areia de cada solo franco.

Para compreender melhor a distribuição e a nomenclatura dos solos em relação a sua classe textural, desenvolveu-se o triângulo textural (Figura 16). A partir da análise e quantificação das proporções de areia, silte e argila de um solo é possível identificar sua classe textural. A separação principal ocorre a partir de determinadas quantidades das frações texturais como, por exemplo, solos com mais de 55% de argila sempre serão argilosos, bem como 85% de areia e 90% de silte serão classificados como solos arenosos e siltosos respectivamente, enquanto que as misturas se encaixam na classificação de francos.

Figura 16 – Triângulo textural para a classificação dos solos em relação a distribuição dos tamanhos de partículas areia, silte e argila



Fonte: Adaptado de Brady e Weil (2013)

Densidade do solo

A densidade do solo é expressa como a massa por unidade de volume de solo seco, no qual inclui partículas sólidas e o espaço poroso (BRADY; WEIL, 2013). O solo compactado apresenta redução na quantidade de macroporos e elevação em sua densidade, o que resulta em menor infiltração de água e aumento na predisposição à erosão hídrica (FOLONI; LIMA; BULL, 2006). Alterações nesse atributo físico implicam a diminuição da qualidade do solo para o crescimento radicular das culturas, diminuição da aeração e mudanças indesejáveis no comportamento da água, como redução da infiltração (MONTANARI, 2015).

É comum relacionar o crescimento radicular em solos compactados com sua densidade. Para cada solo há uma densidade crítica, a partir da qual a resistência torna-se tão elevada que diminui ou impede o crescimento de raízes. A densidade do solo crítica é dependente principalmente de sua classe textural. Argenton *et al.* (2005) constataram que, em Latossolo Vermelho argiloso, a deficiência de aeração inicia-se com densidade do solo próxima de $1,30 \text{ Mg m}^{-3}$. Reichert; Reinert; Braida (2003) propuseram densidade do solo crítica para algumas classes texturais: $1,30$ a $1,40 \text{ Mg m}^{-3}$ para solos argilosos, $1,40$ a $1,50 \text{ Mg m}^{-3}$ para os franco-argilosos e de $1,70$ a $1,80 \text{ Mg m}^{-3}$ para os franco-arenosos.

Como o crescimento de raízes ocorre no espaço poroso do solo, ele pode ser reduzido ou inexistente com o aumento da densidade, resultando no aumento da resistência à penetração das raízes (BONFIM-SILVA *et al.*, 2011). De acordo com Secco *et al.* (2004), os valores de resistência do solo de até $2,60 \text{ MPa}$ e a de densidade $1,51 \text{ Mg m}^{-3}$, em Latossolo Vermelho distroférico, na camada até $0,20 \text{ m}$, não comprometeram o rendimento de grãos de soja, em condições de campo.

Além dos efeitos da densidade sobre o desenvolvimento das plantas, ainda se verifica sua interferência na absorção de nutrientes. Como a compactação tem efeito negativo na porosidade, a disponibilidade de nutrientes para as plantas será afetada, visto que interfere nos mecanismos de fluxo de massa e difusão, que são responsáveis pelo transporte de nutrientes até as raízes. Ou seja, são processos dependentes da estrutura do solo. Além de alterar os mecanismos pelos quais os nutrientes são transportados no solo, a compactação também pode afetar a quantidade de nutrientes disponíveis (MEDEIROS; SOARES; GUIMARÃES, 2005). A compactação aumenta a interação dos íons de fosfato e de potássio com a superfície dos colóides, ao longo de sua trajetória de difusão, fazendo com que estes elementos tenham que se difundir cada vez mais próximo da superfície que os adsorve (NOVAIS; SMYTH, 1999).

Infiltração de água no solo

O conhecimento da dinâmica da água no solo é uma ferramenta importante para avaliar o sistema de manejo executado em uma área, pois está diretamente relacionado com a produção vegetal, tornando-se fundamental para decisões sobre o uso e manejo dos solos (CALHEIROS *et al.*, 2009).

A infiltração da água no solo é um processo dinâmico de penetração vertical da água através da superfície do solo e o conhecimento da taxa de infiltração da água no solo é de fundamental importância para definir técnicas de conservação do solo, planejar e delinear sistemas de irrigação e drenagem, bem como auxiliar na composição de uma imagem mais real da retenção da água e aeração no solo (GONDIM *et al.*, 2010).

A taxa de infiltração (TI) de água no solo é um importante indicador para avaliar a qualidade física do solo, devido à integralização de características como estabilidade de

agregados, selamento superficial, distribuição e tamanho de poros (REICHERT *et al.*, 2009).

A melhoria nas condições de infiltração de água no solo ocasiona uma redução nos processos erosivos e estimula a recarga dos aquíferos subterrâneos, além de reduzir as vazões máximas dos cursos d'água, sendo um componente determinante do balanço hídrico na zona radicular da cultura (CECÍLIO *et al.*, 2007).

Segundo Bernardo, Soares e Mantovani (2006), a velocidade de infiltração (VI) depende diretamente da textura e da estrutura dos solos; pode variar com a percentagem de umidade do solo, na época de irrigação; a temperatura do solo; a porosidade do solo; a existência de camada menos permeável ao longo do perfil e cobertura vegetal entre outros.

A destruição dos agregados do solo pela energia cinética das gotas de chuva e/ou pelo seu preparo mecânico intenso, por exemplo, ocasiona alteração da sua estrutura, culminando no “selamento” das camadas mais superficiais, redução da porosidade total e, principalmente, da macroporosidade, diminuindo a taxa de infiltração de água no solo (PANACHUKI *et al.*, 2006)

A VI da água no solo é uma determinação que tem sido amplamente estudada e ainda não existe um consenso geral e bem estabelecido sobre qual é a melhor técnica para a sua determinação. A infiltração da água no solo deve ser mensurada por meio de técnicas capazes de representar, adequadamente, as condições naturais em que se encontra o solo (CUNHA *et al.*, 2009).

Segundo Fagundes *et al.* (2012), vários métodos de campo têm sido utilizados para determinar a VI de um solo, com destaque do método do infiltrômetro de anel, por ser simples e de fácil execução.

Cor do solo

A cor do solo é uma característica morfológica de grande importância na ciência do solo. Por sua fácil visualização e determinação, a cor do solo, é amplamente utilizada para classificar e interpretar os solos (SANTOS *et al.*, 2005). Há mais de dois mil anos os filósofos romanos e gregos já classificavam o solo pela cor associando-a com a produtividade.

A cor é uma propriedade física da qual pode-se inferir diversas informações sobre o solo. A mudança da cor pode ser uma resposta a mudanças de relevo, vegetação, profundidade, clima, aeração, material de origem, grau de intemperismo, mineralogia e concentração de matéria orgânica. Nesse contexto, a análise da cor pode ser utilizada para obter informações sobre as propriedades do solo e do ambiente, na classificação dos solos e diferenciação dos horizontes além de exercer influência na temperatura do solo (SCHAETZL; ANDERSON, 2005).

A cor do solo é função, principalmente, da presença de óxidos de ferro (Fe) e matéria orgânica, além de outros fatores, tais como: a umidade e a distribuição do tamanho de partículas (FERNANDEZ; SCHULZE, 1987). A cor é uma característica importante na identificação e descrição do solo no campo. No atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2013), a cor, determinada por comparação com os padrões da carta de Munsell, é atributo de diferenciação de algumas classes de solos.

O acúmulo de matéria orgânica nos horizontes superficiais de um perfil de solo confere a estes uma coloração mais escura que os demais horizontes, geralmente há uma diminuição na concentração dos compostos orgânicos com o aumento da profundidade, tornando a cor dos óxidos de ferro mais aparente nos horizontes subsuperficiais (LYNN; PEARSON, 2000). Isso ocorre porque a matéria orgânica, quando

em concentração maior que 2%, desempenha grande papel na cor do solo mascarando os efeitos dos demais constituintes do solo, quando em concentrações menores que 2%, torna-se menos efetiva (SCHWERTMANN, 2008).

Estrutura do solo

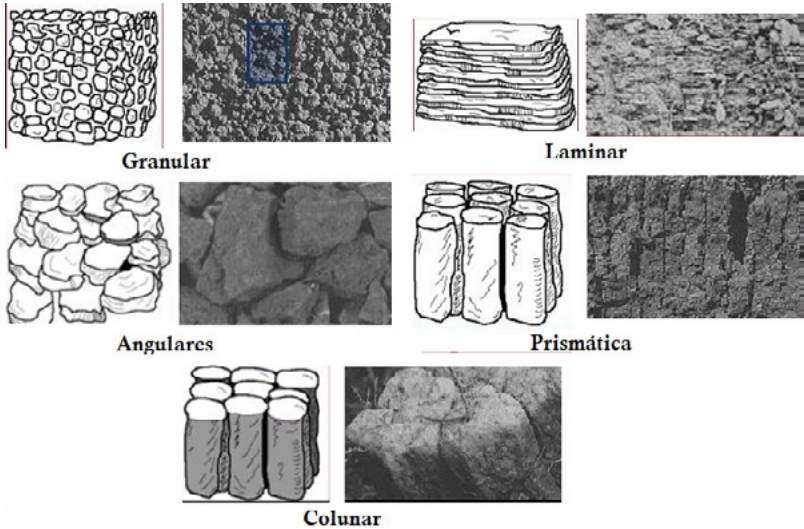
Conceitualmente, estrutura se refere ao padrão de arranjo das partículas primárias argila, silte, areia e matéria orgânica em unidades estruturais, os agregados, os quais são separados entre si por superfícies de fraqueza, ou apenas sobrepostos e sem conformação definida (SANTOS *et al.*, 2013). De acordo com Mueller *et al.* (2009), a estrutura do solo é a chave para os processos biológicos, físicos e químicos e está relacionada às funções ecossistêmicas exercidas por este recurso natural. A estrutura é influenciada diretamente pela biologia do solo, sendo fator determinante da qualidade e do equilíbrio da biodiversidade do solo. Portanto, agregação de boa qualidade traz efeitos positivos e benéficos às propriedades do solo e ao desenvolvimento das plantas; por outro lado, quando as partículas se encontram dispersas, desagregadas ou muito coesas, os resultados são muito adversos à qualidade do solo e à atividade agrícola.

Os solos apresentam diferentes tipos ou formatos de unidades estruturais, sendo que as separações dos horizontes também são locais onde ocorrem diferenciações dos tipos de unidades estruturais. Alguns solos, no entanto, podem exibir uma estrutura de grãos simples, em que as partículas não estão agregadas e, algumas práticas de manejo podem proporcionar essa desagregação que é bastante prejudicial para a produtividade de um solo.

Normalmente o que determina o tipo de estrutura de um solo é a composição das partículas básicas, areia, silte e argila, bem como a mineralogia associada, porém, em ambientes

agrícolas a estrutura tem forte relação com o manejo do solo, principalmente nas camadas mais superficiais. Na Figura 17 há alguns dos tipos de estruturas típicas em solos minerais.

Figura 17 – Diferentes tipos de estruturas típicas de solos minerais



Fonte: Adaptado de Brady e Weil (2013)

Diagnóstico rápido da estrutura do solo (Dres)

O Dres é um método para qualificar a estrutura da camada superficial do solo, baseado em características detectadas visualmente em amostras dos primeiros 25 cm. As avaliações nas amostras constam da observação de tamanho e forma dos agregados e torrões, presença ou não de feições de compactação ou outra modalidade de degradação do solo, forma e orientação das fissurações, rugosidade das faces de ruptura, resistência à ruptura, distribuição e aspecto do sistema radicular, e evidências de atividade biológica. A partir desses critérios, atribui-se uma pontuação de 1 a 6, onde "6"

é indicativo de melhor condição estrutural, e “1” representa o solo totalmente degradado.

O Dres possibilita a técnicos e produtores rurais, rápido e fácil reconhecimento dos efeitos dos diferentes sistemas de produção nas condições estruturais do solo. Auxilia no processo de tomada de decisão em relação às ações de correção ou melhoria da qualidade do manejo do solo de áreas agrícolas, com ênfase para aquelas cultivadas em Sistema Plantio Direto (SPD).

Constitui-se ainda em excelente ferramenta de transferência de tecnologias voltadas ao manejo do solo, na medida que proporciona aos interessados adequada percepção da qualidade estrutural do solo, a interpretação da relação entre o manejo adotado e a resposta obtida no campo e o entendimento de que os resultados são comparáveis mesmo para diferentes situações de campo analisadas. Com isso, pode-se avaliar a resposta de um mesmo solo a diferentes formas de manejo, de um mesmo manejo ao longo do tempo, ou efeitos imediatos de práticas agrícolas e como esses efeitos evoluem no tempo. Portanto, esta ferramenta proporciona a identificação de áreas ou situações que merecem estudos mais aprofundados ou ações de readequação do manejo.

A época de avaliação influencia os resultados do Dres, pois as operações de manejo do solo, bem como a presença e o estágio de desenvolvimento das culturas, são fatores chave que interferem diretamente nos critérios observados para atribuição das notas de qualidade estrutural no Dres. A distribuição e a morfologia das raízes presentes na amostra constituem-se em dois dos principais aspectos a serem observados na atribuição das notas de qualidade estrutural no Dres, sendo características que possuem forte dependência da época de avaliação. A quantidade de raízes presentes no solo,

em maior ou menor grau, está associada ao tempo decorrido entre a realização de práticas de manejo e operações agrícolas.

Considerações finais

Os solos são sistemas trifásicos, complexos com muitas transformações físicas, químicas e biológicas que ocorrem a todo momento, e, mesmo que algumas propriedades do solo como, por exemplo, textura, cargas negativas constantes permaneçam inalteradas com a intervenção do homem, muitas pesquisas são iniciadas todos os dias com objetivos distintos de investigação dentro da ciência do solo.

O Brasil é um caso bem-sucedido em que o desenvolvimento de pesquisas científicas em ciência do solo trouxe ótimos resultados de produtividade e eficiência produtiva. Antes da década de 70 o cerrado brasileiro era considerado pouco produtivo, devido a baixa fertilidade e o excesso de acidez dos solos, e hoje se destaca como uma das principais regiões brasileiras produtoras de grãos.

Atualmente, tem aumentado a preocupação nacional e mundial com a sustentabilidade da produção agrícola, dessa forma, o conhecimento do manejo químico, físico e mais recentemente biológico do solo são ferramentas essenciais para obtenção de bons resultados de produtividade das culturas de forma sustentável.

Referências

ALVAREZ, V. V. H.; MELLO, J. W. V.; DIAS, L. E. **Acidez e calagem do solo**. Brasília: Associação Brasileira de Educação Agrícola Superior, 1996. 68 p.

ANDERSON, J. M.; INGRAM, J. S. I. **Tropical soil biology and fertility: a handbook of methods**. Wallingford: CAB International, 1990. 221 p.

ARGENTON, J.; ALBUQUERQUE, J. A.; BAYER, C.; WILDNER, L. P.; Comportamento de atributos relacionados com a forma da estrutura de Latossolo Vermelho sob sistemas de preparo e plantas de cobertura. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, v. 29, p. 425-435, 2005.

BERNARDO, S; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de irrigação**. 8. Ed. Atual. e Ampl. Viçosa: UFV, 2006. 625p.

BIAN, M.; ZHOU, M.; SUN, D.; LI, C. Molecular approaches unravel the mechanism of acid soil tolerance in plants. **The Crop Journal**, v. 1, p. 91–104, 2013.

BONFIM-SILVA E. M.; ANICÉSIO E. C. A.; SILVA F. C. M.; DOURADO L. G. A.; AGUERO N. F. Compactação do solo na cultura do trigo em Latossolo do Cerrado. **Enciclopédia Biosfera**, v. 7, N. 12, 2011.

BRADY, N. C; WEIL, R. R. **Elementos da Natureza e Propriedades dos Solos**. 3^a ed. Tradução técnica: Igo Fernando Lepsch. Editora Bookman, Porto Alegre, RS, 2013. 685 p.

BUFFLE, J. A. E. Les substances humiques et leurs interactions avec les ions minéraux. *In*: CONFERENCE PROCEEDINGS DE LA COMMISSION D'HYDROLOGIE APPLIQUÉE DE A.G.H.T.M., Orsay, 1977. **Proceedings** [...]. Orsay: l'Université d'Orsay, 1977. p. 3–10.

CALHEIROS, C. B. M.; TENÓRIO, F. J. C.; CUNHA, J. L. X. L.; SILVA, E. T.; SILVA, D. F.; SILVA, J. A. C. Definição da taxa de infiltração para dimensionamento de sistemas de irrigação

por aspersão. **Revista Brasileira Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 6, p. 665-670, 2009.

CECÍLIO, R. A.; MARTINEZ, M. A.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.; ATAÍDE, W. F. Substituição dos parâmetros do modelo de Green-Ampt-Mein-Larson para estimativa da infiltração em alguns solos do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, n. 5, p. 1141-1151, 2007.

CUNHA, J. L. X. L.; ALBUQUERQUE, A. W.; SILVA, C. A.; ARAÚJO, E. SANTOS JUNIOR, R. B. Velocidade de infiltração da água em um latossolo amarelo submetido ao sistema de manejo plantio direto. **Caatinga**, v.22, n.1, p.199-205, janeiro/março de 2009.

DUXBURY, J. M.; SMITH, M. S.; DORAN, J. M. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: COLEMAN, D.C.; OADES, J. M.; UEHARA, G. (ed.). **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Honolulu: University of Hawaii/NifTAL Project, 1989. p. 33-67.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3. ed. Brasília-DF: Embrapa Solos, 2013. 353 p.

ERNANI, P. R. **Química de solo e disponibilidade de nutrientes**. Lages: o autor, 2008. 230 p.

FAGUNDES, E. A. A.; KOETZ, M.; RUDEL, N.; SANTOS, T. S.; PORTO, R. Determinação da infiltração e velocidade de infiltração de água pelo método de infiltrômetro de anel em solo de cerrado no município de Rondonópolis-MT **Enciclopédia Biosfera**, v.8, N.14; p. 369- 378, 2012.

FERNANDEZ, R. N.; SCHULZE, D. G. Calculation of soil color from reflectance spectra. **Soil Science Society of America Journal**, v.51, n.5, p.1277-1282, 1987.

FOLONI, J. S. S.; LIMA, S. L.; BULL, L. T. Crescimento aéreo e radicular da soja e de plantas de cobertura em camadas compactadas de solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 30, n. 1, p. 49-57, 2006.

FONTANA, A.; SILVA, C. F.; PEREIRA, M. G; LOSS, A.; BRITO, R. J.; BENITES, V. M. Avaliação dos compartimentos da matéria orgânica em área de Mata Atlântica. **Acta Scientiarum. Agronomy**, v. 33, n. 3, p. 545-550, 2011.

FONTES, M. P. F.; CAMARGO, O. A.; SPOSITO, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 58, n. 3, p. 627-646, 2001.

GONDIM, T. M. S.; WANDERLEY, J. A. C.; SOUZA, J. M.; FEITOSAFILHO, J. C.; SOUSA, J. da S. Infiltração e Velocidade de Infiltração de Água pelo Método do Infiltrômetro de Anel em Solo Areno-Argiloso. **Revista Brasileira de Gestão Ambiental**, v. 4, n. 1, p. 64-73, 2010.

GROHMANN, F. Superfície específica. *In*: MONIZ, A.C. (ed.). **Elementos de Pedologia**. São Paulo: Polígona, p. 111-112, 1975.

LOPES, A. S.; GUIDOLIN, J. A. **Interpretação de análise de solo: conceitos e aplicações**. 2. ed. São Paulo: ANDA, 1989. 64 p. (Boletim Técnico, 2).

LYNN, W. C.; PEARSON, M. J. **The color of soil. The Science Teacher**, v. 67, n. 5, p. 20, 2000.

MALAVOLTA, E. **Manual de nutrição mineral de plantas**. Piracicaba: Ceres, 2006. 631 p.

MEDEIROS R.D.; SOARES A. A.; GUIMARÃES R. M. Compactação do solo e manejo da água. I: Efeitos sobre a absorção de N, P, K, massa seca de raízes e parte aérea de plantas de arroz. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 29, p. 940-947, 2005.

MELLO, F. de A.; BRASIL SOBRINHO, M. de O. C.; ARZOLLA, S.; SILVEIRA, R. I.; COBRA NETO, A.; KIEHL, J. de C. **Fertilidade do solo**. São Paulo: Nobel, 1983. 400 p.

MENGEL, K.; KIRKBY, E.A. **Principles of plant nutrition**. Worblanfe-Bern: International Potash Institute, 1982, 655 p.

MEURER, E.J. **Fundamentos de química do solo**. 2. ed. Porto Alegre: Gênese, 2004. 290 p.

MONTANARI, R. **Atributos do solo e componentes produtivos da cultura da pupunha**: uma abordagem linear, geoestatística e multivariada. 106 p. Tese (Doutorado) - Curso de Agronomia, Universidade Estadual Paulista, Ilha Solteira, 2015.

MUELLER, L.; KAY, B. D.; DEEN, B.; HU, C.; ZHANG, Y.; WOLFF, M.; EULENSTEIN, F.; SCHINDLER, U. Visual assessment of soil structure: Evaluation of methodologies on sites in Canada, China and Germany: Part I: Comparing visual methods and linking them with soil physical data and grain yield of cereals. **Soil & Tillage Research**, v. 103, p.178- 187, 2009.

NOVAIS, R. F.; SMYTH, T. J. **Fósforo em solo e planta em condições tropicais**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 1999. 399 p.

NOVAIS, R. F.; MELLO, J. W. V. Relação solo-planta. *In*: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. H.; BARROS, N. F.; FONTES, R. L. F.; CANTARUTTI, R. B.; NEVES, J. C. L. (ed.). **Fertilidade do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 133–204, 2007.

PANACHUKI, E.; ALVES SOBRINHO, T.; VITORINO, A. C. T.; CARVALHO, D. F.; URCHEI, M. A. Avaliação da infiltração de água no solo, em sistema de integração agricultura-peçuária, com uso de infiltrômetro de aspersão portátil. **Acta Scientiarum**. v. 28, n. 1, p.129-137, 2006.

PENNELL, K. D.; BOYD, S. A.; ABRIOLA, L. M. Surface area of soil organic matter reexamined. **Soil Science Society of America Journal**, v. 59, n. 4, p. 1012–1018, 1995.

RALISCH, R.; DEBIASI, H.; FRANCHINI, J. C.; TOMAZI, M.; HERNANI, L. C.; MELO, A. da S.; SANTI, A.; MARTINS, A. L. da S.; BONA, F. D. de. **Diagnóstico rápido da estrutura do solo - DRES**. Londrina: Embrapa Soja, 2017. 63 p. (Embrapa Soja. Documentos, 390)

REICHERT, J. M.; SUZUKI, L.; REINERT, D. J.; HORN, R.; HAKANSSON, I. Reference bulk density and critical degree-of-compactness for no-till crop production in subtropical highly weathered soils. **Soil and Tillage Research**, v. 102, n. 2, p. 242-254, 2009.

REICHERT, J. M.; REINERT, D. J. & BRAIDA, J.A. Qualidade dos solos e sustentabilidade de sistemas agrícolas. **Ciência Ambiental**, 27:29-48, 2003.

SANTOS, R. D. dos *et al.* **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. Viçosa. SBCS/EMBRAPA/CNPS, 2005.

SANTOS, R. D. dos; LEMOS, R. C. de; SANTOS, H. G. dos; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C., SHIMIZU, S. H. dos. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 6. ed. rev. e ampl. viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo/Editora da UFV; Rio de Janeiro: Embrapa Solos/Editora da UFRJ, 2013.100 p.

SCHWERTMANN, U. Iron oxides. *In: Encyclopedia of soil science*. Springer Netherlands, p. 363-369. 2008.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. Soil – **genesis and geomorphology**. Cambridge: University Press, p. 369. 2005.

SECCO D, REINERT D. J., REICHERT J. M.; ROS C. O.; Produtividade de soja e propriedades físicas de um Latossolo submetido a sistemas de manejo e compactação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 28, p. 797-804, 2004.

SHIELDS, J.A. *et al.* **Measurement of soil color**. **Canadian Journal of Soil Science**, 2011.

SILVA, J. E.; RESCK, D. V. S. Matéria orgânica do solo. *In: VARGAS, M. A. T.; HUNGRIA, M. (ed.). Biologia dos solos dos cerrados*. Planaltina: EMBRAPA-CPAC, p. 467-524, 1997.

SOLLINS, P.; SPYCHER, G.; GLASSMANN, C. A. Net nitrogen mineralization from light- and heavy-fraction forest soil organic matter. **Soil Biology and Biochemistry** v. 16, n. 1, p. 31–37, 1984.

STEVENSON, F. J. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. New York: John Wiley. 1994. 496 p.

STONER, E. R.; BAUMGARDNER, M. F. Characteristic variations in reflectance of surface soils. **Soil Science Society America Journal**, v.45, p.1161-1165, 1981.

THENG, B. K. G.; TATE, K. R.; SOLLINS, P.; MORIS, N.; NADKARNI, N. and TATE III, R.L. Constituents of organic matter in temperate and tropical soils. *In*: COLEMAN, D.C.; OADES, J. M.; UEHARA, G. (ed.). **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Honolulu: University of Hawaii/NIFTAL Project, 1989. p. 5–31.

VALE, L. S.; SEVERINO, L. S.; BELTRÃO, N. E. M. Crescimento do pinhão manso em solo compactado. *In*: CONGRESSO DA REDE BRASILEIRA DE TECNOLOGIA DE BIODIESEL, 1., Brasília, 2006. Anais

VOLKWEISS, S. J. Química da acidez dos solos. *In*: KAMINSKI, J.; VOLKWEISS, S. J.; BECKER, F. C. (ed.). **Seminário sobre Corretivos da Acidez do Solo**, 2. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria, p.7–38, 1989.

WANG, Y.; AGARWAL, S.; KLOEKHORST, A.; HEERES, H. J. Catalytic hydrotreatment of humins in mixtures of formic acid/2-propanol with supported ruthenium catalysts. **ChemSusChem**, v. 9, n. 9, p. 951–961, 2016.