

SEÇÃO II - QUÍMICA E MINERALOGIA DO SOLO

FONTES DE POTÁSSIO EM SOLOS DISTROFÉRRICOS CAULINÍTICOS ORIGINADOS DE BASALTO NO RIO GRANDE DO SUL⁽¹⁾

G. W. MELO⁽²⁾, E. J. MEURER⁽³⁾ & L. F. S. PINTO⁽⁴⁾

RESUMO

Este estudo teve como objetivo identificar os minerais fonte de K em dois solos originários de basalto: um Latossolo Vermelho distroférico típico e um Nitossolo Vermelho distroférico típico. A análise mineralógica por difratometria de raios-X mostrou a provável presença de um mineral micáceo nas frações silte fino e argila grossa do Latossolo e nas frações silte grosso, silte fino e argila grossa do Nitossolo. Em ambos os solos, também se observou a presença de feldspatos na areia e silte, bem como de esmectita com material hidróxi nas entrecamadas (2:1 EHE) nas frações argila grossa e fina, acompanhando a caulinita dominante. A fração argila grossa dos solos apresentou maiores evidências da presença de minerais potássicos, constituindo a fração com maior potencial para suprir K às plantas.

Termos para indexação: mineralogia, Latossolo, Nitossolo, minerais potássicos.

SUMMARY: POTASSIUM-BEARING MINERALS IN TWO OXISOLS OF RIO GRANDE DO SUL STATE, BRAZIL

The objective of this study was to identify the K-bearing minerals as well as the granulometric fraction of the soil with potential to supply K to the plants from two basaltic Oxisols (Hapludox and Kandiodox). The mineralogical analyses of the granulometric fractions of the Hapludox soil revealed the probable occurrence of a mica mineral in the fine

⁽¹⁾ Parte da Tese de Doutorado do primeiro autor, apresentada à Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. Trabalho apresentado no XXVI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Rio de Janeiro, julho de 1997. Recebido para publicação em novembro de 2001 e aprovado em junho de 2004.

⁽²⁾ Pesquisador da Embrapa Uva e Vinho. Rua Livramento 515, CEP 95700-000 Bento Gonçalves (RS). E-mail: george@cnpuv.embrapa.br

⁽³⁾ Professor do Departamento de Solos, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. Bolsista de CNPq. Caixa Postal 776, CEP 90001-970 Porto Alegre (RS) E-mail: egon.meurer@ufrgs.br

⁽⁴⁾ Professor do Departamento de Solos, Universidade Federal de Pelotas – UFPel. Caixa Postal 354, CEP 96010-090 Pelotas (RS). E-mail: lfspin@ufpel.tche.br

silt and coarse clay fractions, while feldspar minerals occurred in the sand, coarse silt, and fine silt fractions. In the Kandiudox soil, a probable mica mineral was observed in the coarse silt, fine silt, and coarse clay fractions, whereas feldspar minerals were observed in the sand and silt fractions. In both soils, the presence of a 2:1 clay mineral with hydroxy interlayer material (2:1 EHI) was also observed. This clay mineral has the basic structure of a smectite mineral. The coarse clay fraction of both soils presented the strongest evidences of the presence of K-bearing minerals, representing the most promising fraction for K supply to plants.

Index terms: mineralogy, basalt, oxisol, potassium minerals.

INTRODUÇÃO

O conhecimento sobre a dinâmica de disponibilidade de K para as plantas tem sido gerado, em sua maior parte, nas regiões temperadas. Nas regiões tropicais, os estudos têm enfatizado a quantificação de K trocável e a relação existente entre essa forma e a absorção pelas plantas. Dentre os nutrientes essenciais às plantas, é possível que o K seja aquele cuja dinâmica de disponibilidade esteja mais intimamente relacionada com a composição mineralógica do solo, razão por que é fundamental que haja estudos que relacionem mineralogia com disponibilidade.

O K é encontrado em feldspatos e micas que, ao serem intemperizados, liberam-no para a solução do solo, onde será absorvido pelas plantas (Fanning et al., 1989; Huang, 1989). Os minerais secundários, produtos da intemperização dos primários, também podem apresentar K na sua estrutura, por esse motivo constituem fontes potenciais de K.

Nos solos tropicais cauliniticos mais intemperizados, por apresentarem baixo teor de minerais primários fontes de K, a dinâmica deste nutriente seria controlada pelo K trocável (Ritchey, 1982). Em muitos desses solos, porém, não ocorrem reduções nos rendimentos em cultivos sucessivos, não há resposta às adubações potássicas e, além disso, a quantidade de K absorvida pelas plantas é superior ao teor de K trocável (Oliveira et al., 1971; Silva et al., 1995).

Neste estudo, testou-se a hipótese de que solos altamente intemperizados, originários de basalto, contêm minerais fonte de K não-trocável que contribuem para o seu suprimento às plantas. Assim, os objetivos foram identificar os minerais fontes de K e a fração granulométrica do solo com maior potencial para suprir este nutriente às plantas.

MATERIAL E MÉTODOS

Utilizaram-se amostras de dois solos originários de basalto, um Latossolo Vermelho distroférico típico (LVdf) (Streck et al., 1999), pertencente à Unidade de Mapeamento Santo Ângelo, coletado no

município de Santo Ângelo - RS, e um Nitossolo Vermelho distroférico típico (NVdf) (Streck et al., 1999), coletado no município de Taquara (RS). No LVdf, amostraram-se camadas de 0,3 m até à profundidade de 2,4 m. No NVdf, foi amostrado cada horizonte pedogenético do solo até a profundidade de 1,6 m.

O preparo das amostras constou de secagem ao ar e passagem em peneiras de malha de 2 mm. A dispersão das amostras foi feita com solução 0,2 mol L⁻¹ de NaOH e agitação, em agitador vertical, durante 20 min, e repouso, durante 24 h. A fração areia (> 0,05 mm) foi separada por peneiramento. As frações: silte grosso (20–50 µm) e silte fino (2–20 µm) foram separadas por decantação natural. O fracionamento da argila, em grossa (2–0,5 µm) e fina (< 0,5 µm), foi feito por centrifugação, de acordo com Jackson (1969). O processo de fracionamento foi repetido até a solução ficar límpida.

Para análises mineralógicas, as amostras foram tratadas de duas maneiras: parte foi tratada com NaOH 5 mol L⁻¹ (Kampf & Schwertmann, 1982), para remoção de caulinita, gibbsita e outros minerais, e ditonito-citrato-bicarbonato de Na (DCB), método adaptado de Kunze & Dixon (1994), para remoção de óxidos de Fe, enquanto parte das amostras não sofreu esses tratamentos. O método utilizado no preparo das amostras para a análise por difratometria de raios-X (DRX) foi baseado em Jackson (1969) e Whittig & Allardice (1986).

As amostras da fração argila foram saturadas com KCl 1 mol L⁻¹, MgCl₂ 1 mol L⁻¹ e MgCl₂ + glicerol 5 %. O tempo de contato das amostras com as soluções salinas foi de aproximadamente 12 h. Após, fizeram-se lavagens com álcool até que o teste com AgNO₃ desse negativo para presença de cloreto; então se fez uma última lavagem com água destilada. Fez-se o preparo das lâminas orientadas, pingando-se sobre estas uma suspensão que continha argila e água, com secagem à temperatura ambiente. As amostras saturadas com K também foram aquecidas a 110, 350 e 550 °C. As amostras de silte e areia moída foram analisadas na forma de pó.

Na análise por difratometria de raios-X, utilizou-se um equipamento Philips, com radiação FeK α , corrente do tubo de 30 kV e 30 mA, sistema de fendas

do goniômetro 1 °DS, 0,2 mm/RS, 1 °SS, velocidade do goniômetro de 2 °2 θ por minuto, na escala de 100 cps. Na região do difratograma, onde é provável a ocorrência de minerais potássicos, repetiu-se a leitura por cinco vezes na escala de 30 cps.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Fração areia

Em ambos os solos, a mineralogia da fração areia é muito semelhante em todas as profundidades. Por esse motivo, são apresentados apenas os resultados referentes à camada superficial de 0-0,3 m e a mais profunda de 2,1-2,4 m, no Latossolo, e a de 0-0,15 m e a de 1,41-1,6 m, no Nitossolo (Figura 1). Além do quartzo dominante (0,424 e 0,333 nm), ocorrem reflexos de cristobalita (0,405 nm), ilmenita (0,373 nm) e rutilo (0,329 nm). Na figura 1, também são observados dois a três reflexos fracos entre 0,330 e 0,318 nm, os quais são indicativos da presença de feldspatos (Brown, 1980), porém não é possível definir o tipo de feldspato, graças à interferência do quartzo e do rutilo. Tanto no Latossolo quanto no Nitossolo não está evidente a presença de mica na fração areia.

No Nitossolo, nas duas profundidades, há reflexos intensos e largos de 0,724 e 0,433 nm característicos de caulinita. Como a caulinita nas frações grosseiras não é comum, é provável que sua presença se deva à formação de microagregados ou à sua deposição na superfície de outros minerais (Cady et al., 1994).

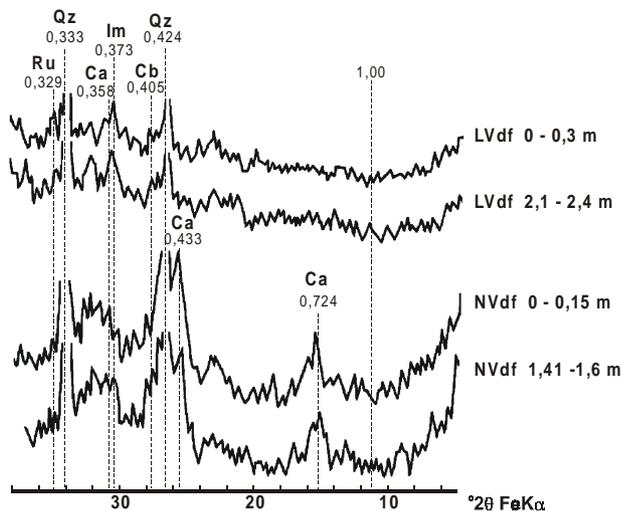


Figura 1. Difratogramas de raios-X da fração areia (espaçamento “d” em nm), em duas profundidades, do Latossolo Vermelho distroférico típico (LVdf) e do Nitossolo Vermelho distroférico típico (NVdf). Qz = quartzo, Ca = caulinita, Cb = cristobalita, Im = ilmenita, Ru = rutilo.

Fração silte

Tanto o silte fino (Figura 2a) como o silte grosso (Figura 2b) apresentam, nas duas profundidades, o predomínio do quartzo acompanhado por ilmenita, cristobalita e caulinita. Na fração silte grosso, apenas a camada superficial do Nitossolo apresenta um pico a 1,0 nm, revelando um mineral micáceo bastante intemperizado. No silte fino, a camada superficial do Nitossolo também apresenta pico a 1,0 nm, enquanto tanto na camada mais profunda desse solo quanto em ambas as camadas do Latossolo são observados reflexos fracos a 1,0 nm. Feldspatos (0,330 a 0,318 nm) estão presentes na fração silte de ambos os solos, mas, novamente, a presença de quartzo não permite a identificação inequívoca, como feldspato potássico.

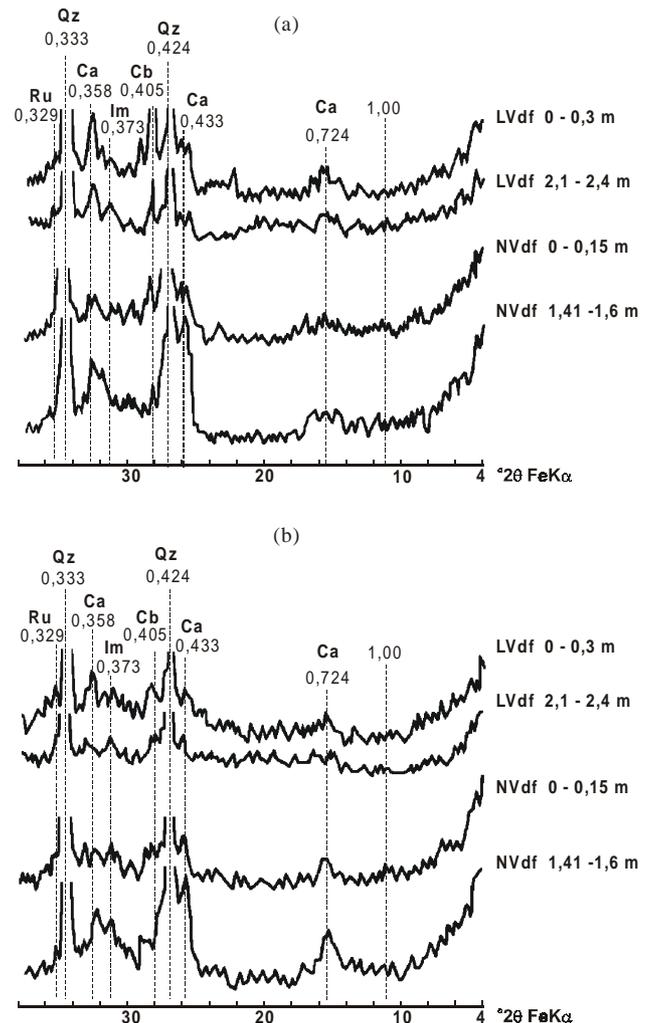


Figura 2. Difratogramas de raios-X da fração silte fino (a) e silte grosso (b) (espaçamento “d” em nm), em duas profundidades, do Latossolo Vermelho distroférico típico (LVdf) e do Nitossolo Vermelho distroférico típico (NVdf). Qz = quartzo, Ca = caulinita, Cb = cristobalita, Im = ilmenita, Ru = rutilo.

Fração argila

A mineralogia das frações argilas dos dois solos também é muito semelhante. Nas frações: argila fina e argila grossa dos solos, há predomínio da caulinita (0,72 e 0,36 nm) (Figura 3ab). Na argila grossa, observam-se reflexos largos de 0,42 e 0,33 nm, em virtude do pequeno tamanho dos cristais de quartzo, bem como do pico característico de cristobalita (0,40 nm), o qual é mais evidente na profundidade de 2,1 a 2,4 m.

Na argila grossa e na argila fina dos dois solos, existe uma banda larga que vai de 1,00 a 1,83, com um reflexo concentrado e bem definido em 1,39 nm (Figura 3a), caracterizando a presença de um mineral com estrutura 2:1, que pode ser esmectita, clorita, vermiculita ou mesmo uma mistura desses minerais.

Nos dois solos, o aquecimento a 110 °C provocou contração parcial e gradativa das camadas do mineral 2:1 da fração argila fina, o que proporcionou uma série de picos intermediários entre 1,00 nm e 2,22 nm (Figura 4ac). O aquecimento a 500 °C provocou uma pequena contração nas camadas do mineral 2:1, destacando-se, no Latossolo, pelo menos

três picos bem definidos entre 1,00 e 1,39 nm (Figura 4a). No Nitossolo, o aquecimento a 500 °C também provocou contração nas camadas do mineral 2:1, destacando-se vários reflexos entre 1,01 e 1,82 nm (Figura 4c). O aquecimento a 500 °C destruiu a caulinita (dados não mostrados) e na posição do reflexo em 0,72 nm não apareceu o pico de segunda ordem característico da clorita, o que denota que o mineral 2:1 não é uma clorita.

Na argila grossa, o aquecimento a 110 °C praticamente não alterou os reflexos principais do Latossolo (Figura 4b), mas, no Nitossolo, ocorreu retração parcial da estrutura desse mineral 2:1, que é evidenciado pela divisão do pico principal, 1,42 nm, em dois e assimetria para ângulos altos, bem como o alargamento do pico de 1,01 nm (Figura 4d). Com o aquecimento a 500 °C, o reflexo de 1,39 nm (Latosso) foi contraído para, pelo menos, dois picos de 1,08 e 1,22 nm e o de 1,42 (Nitossolo) contraiu para 1,00 nm.

A saturação por argila fina do Latossolo com Mg provocou expansão parcial, atingindo mais de 1,78 nm, acentuando o reflexo de 1,39 nm e definindo um pico em 1,78 nm (Figura 5a). A solvatação com glicerol também expandiu parcialmente as camadas

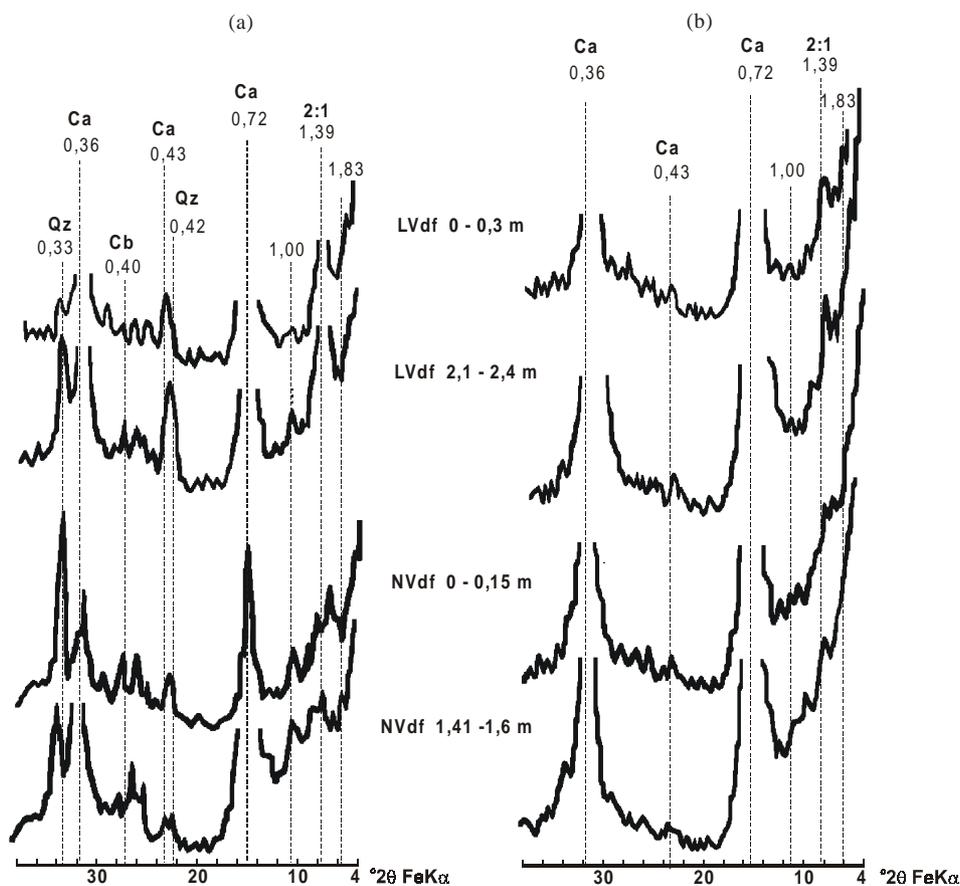


Figura 3. Difratogramas de raios-X da fração argila grossa (a) e argila fina (b) (espaçamento “d” em nm), em duas profundidades, do Latossolo Vermelho distroférico típico (LVdf) e do Nitossolo Vermelho distroférico típico (NVdf). Ca = caulinita, 2:1 = argilomineral 2:1, Qz = quartzo, Cb = cristobalita.

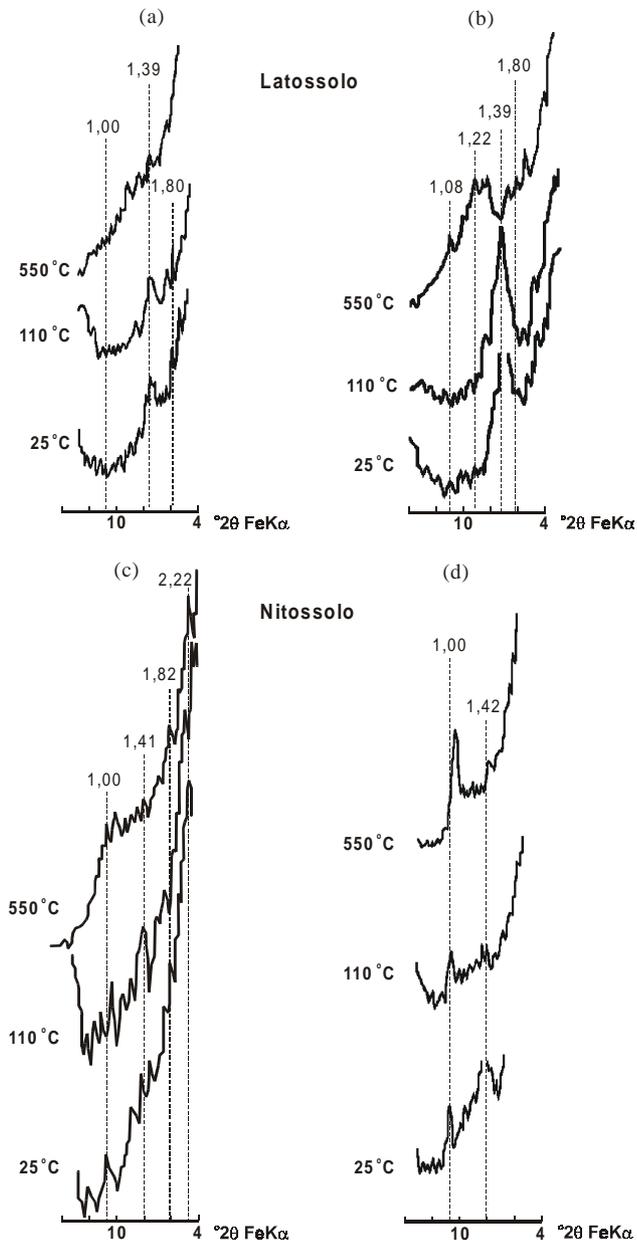


Figura 4. Difratogramas de raios-X da fração argila fina (a e c) e argila grossa (b e d) (espaçamento "d" em nm), do Latossolo Vermelho distroférico típico (0-0,3 m) e do Nitossolo Vermelho distroférico típico (0-0,15 m).

do mineral 2:1, destacando-se um reflexo de 1,28 nm e deslocando o pico de 1,39 nm para pequenos e difusos reflexos que se distribuem até picos acima de 1,78 nm. Não se evidenciou, com clareza, a presença de mineral micáceo na fração argila fina. No Nitossolo, a saturação por Mg produziu pequena expansão das camadas do mineral 2:1, deslocando o pico de 1,39 nm para 1,42 nm (Figura 5c) e a solvatação com glicerol enfatizou o pico de 1,56 nm e assimetria para ângulos baixos. O tratamento com NaOH 5 mol L⁻¹ e a glicerolação não foram eficazes

para definir o pico de 1,01 nm, indicando que, na argila fina dos dois solos não ocorre mica ou que a concentração de mineral micáceo está abaixo do nível de detecção pela difratometria de raios-X.

A saturação por Mg também não alterou os reflexos principais da argila grossa dos dois solos (Figuras 5bd), mas a solvatação com glicerol fez com que no Latossolo se destacassem vários picos em direção a ângulos baixos. No Nitossolo, a saturação por Mg (Figura 5d) provocou uma pequena expansão da estrutura do mineral 2:1, mas o pico principal permaneceu em 1,42 nm. Também se observa que a solvatação com glicerol permitiu evidente expansão, deslocando o pico principal de 1,42 nm para ângulos baixos, formando vários picos de pequena intensidade e dando origem a uma banda entre 1,01 e 2,31 nm, indicando a provável ocorrência de interestratificados.

A falta de contração ou expansão efetiva das camadas do mineral 2:1 dos dois solos é indicativo da existência de material nas entrecamadas que impede a ação de contração ou expansão. Como as amostras analisadas foram desferrificadas, o material que ocupa as entrecamadas do mineral 2:1 é de origem aluminosa, o que também foi observado por Azevedo (1993). Apesar de não ter sido feita a extração do material entrecamadas, constatou-se que, tanto na argila fina como na grossa, a glicerolação produziu expansão das camadas do mineral 2:1 para reflexos próximos ou além de 1,8 nm, indicando, respectivamente, uma estrutura básica de esmectita e a presença de interestratificados.

Comparando a contração do Latossolo e do Nitossolo, na fração argila grossa, constatou-se que a quantidade de material hidróxi nas entrecamadas do mineral 2:1 do primeiro mostrou-se muito maior do que no segundo, visto que a contração produzida pelo aquecimento das amostras foi muito menos evidente no Latossolo. Na fração argila fina, a diferença não foi evidente, indicando que, nos dois solos, nesta fração, os minerais 2:1 contêm mais material hidróxi do que na argila grossa.

A presença de um mineral micáceo na fração argila grossa dos dois solos está caracterizada pela presença do pico característico em 1,01 nm (Figuras 5bd). Esse provavelmente deve ser dioctaedral, pois, segundo Fanning et al. (1989), esses são mais resistentes ao intemperismo do que os trioctaedrais.

A ocorrência de pequenas quantidades de mica na fração argila de solos derivados de basalto no estado do Rio Grande do Sul também foi observada por Silva Filho (1978). Segundo esse autor, existem algumas referências na literatura acerca da presença de illita entre os produtos de alteração, tendo sido encontrado esse mineral em alguns solos lateríticos da África, até mesmo em quantidades significativas.

Fanning et al. (1989) afirmam que vários autores, com base na observação de perfis de solos, têm

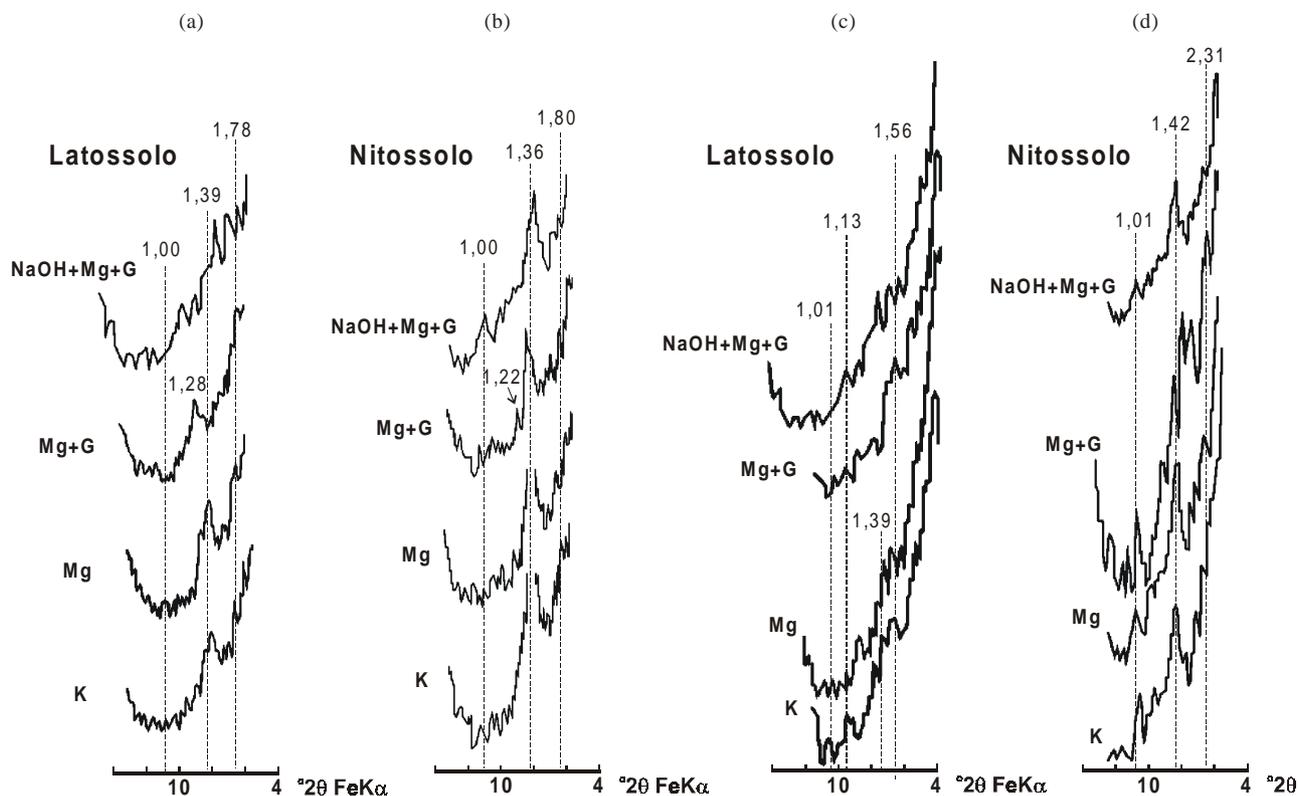


Figura 5. Difratoograma de raios-X da fração: argila fina (a e c) e grossa (b e d) desferrificada (espaçamento “d” em nm) do Latossolo (0-0,3 m) e do Nitossolo (0-0,15 m), saturada com K, Mg, Mg + Glicerol e tratada com NaOH 5 mol L⁻¹ fervente, saturada com Mg e solvatada com glicerol.

proposto a possibilidade da síntese de micas em solos (mica pedogênica). Por outro lado, observam também que, do ponto de vista termodinâmico, quando se grafam as atividades iônicas de soluções do solo em um diagrama de estabilidade para a muscovita, caulinita e gibbsita, a caulinita e a gibbsita mostram-se como as fases estáveis. Além disso, em muitos dos casos propostos, como em solos do Havai e de regiões áridas, a adição eólica tem sido uma explicação alternativa perfeitamente possível.

No caso de solos derivados de basaltos da Formação Serra Geral, apesar de a rocha não apresentar mica em sua mineralogia primária, existe, no entanto, uma possibilidade de herança da rocha mãe. O IBGE (1986) caracteriza a Formação Serra Geral como uma seqüência de rochas vulcânicas de composição variável, desde termos básicos (basaltos) até mais ácidos (riodacitos e riolitos). Esse tipo de vulcanismo é citado na literatura como do tipo toleítico, que tem por característica a contaminação crustal, ou seja, por rochas mais ácidas, que gera um enriquecimento em SiO₂ e K. Na descrição petrográfica dos basaltos que o IBGE (1986) apresenta, esse enriquecimento é caracterizado da seguinte forma: “constituição por plagioclásio e piroxênio. O plagioclásio é a

labradorita, que varia a termos intermediários, até próximo à composição da andesina, alterando-se para sericita e epidoto em diferentes proporções. O piroxênio é da variedade da augita e, ou, pigeonita, que pode apresentar, ocasionalmente, pequenas coroas de reação para hornblenda, alterando-se para clorita. São comuns agregados intersticiais constituídos por quartzo, calcedônia, plagioclásio mais sódico, feldspato potássico e clorita”.

Dessa forma, sendo comuns as alterações, provavelmente hidrotermais, dos plagioclásios para sericita, mica finamente dividida, e a presença de agregados intersticiais com feldspato potássico e plagioclásio mais sódico, fica caracterizada, mesmo que em quantidades pequenas, a presença de minerais fontes de potássio nas rochas de composição basáltica da Formação Serra Geral. Esses podem concentrar-se no solo por serem mais resistentes ao intemperismo do que a mineralogia primária principal, composta por minerais ferromagnesianos e feldspatos cálcicos.

Nos dois solos estudados, a fração argila apresenta maior potencial para liberação de K, pois, além dos minerais primários potássicos, também apresenta a esmectita com hidróxi entrecamadas, que, pela sua origem, pode ainda conter íons de K que podem ser liberados para a solução do solo.

CONCLUSÕES

1. Mesmo sendo altamente intemperizados, o Latossolo e o Nitossolo contêm pequenas quantidades de minerais primários, na forma de mica e feldspatos, além de esmectita hidróxi entrecamadas, como fonte potencial para liberação de K.

2. A fração argila grossa dos dois solos foi a que apresentou maior potencial para liberação de K às plantas, uma vez que, além de mica, apresenta esmectita hidróxi entrecamadas, a qual pode conter K na estrutura.

3. O Nitossolo apresenta maiores evidências de minerais portadores de K e, conseqüentemente, maior potencial de liberação de K do que o Latossolo.

LITERATURA CITADA

- AZEVEDO, A.C. Efeito da calagem na dinâmica evolutiva de Latossolo Bruno distrófico. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1993. 95p. (Tese de Mestrado)
- BROWN, G. Associated minerals. In: BRINDLEY, G.W. & BROWN, G., eds. Crystal structures of clay mineral and their x-ray identification. London, Mineralogical Society, 1980. p.361-410.
- CADY, J.G.; WILDING, L.P. & DRESS, L.R. Petrographic microscope techniques. In: KLUTE, A., ed. Methods of soil analysis. Part. 1 - Physical and mineralogical methods. 2.ed. Madison, American Society of Agronomy / Soil Science Society of America, 1994. p.185-218. (Agronomy series, 9)
- FANNING, D.S.; KERAMIDAS, V.Z. & EL-DESOKY, M. Micas. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.551-634.
- HUANG, P.M. Feldspars, olivines, pyroxenes, and amphiboles. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. Minerals in soil environments. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p.975-1050.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. Levantamento de Recursos Naturais. Vol.33, Folha SH.22 Porto Alegre e parte das Folhas SH.21 e SI.22 Lagoa Mirim, 1986. 796p.
- JACKSON, M.L. Soil chemical analysis:advanced course. Madison, University of Wisconsin, 1969. 894p.
- KAMPF, N. & SCHWERTMANN, U. The 5M-NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. Clays Clay Miner., 30:401-408, 1982.
- KUNZE, G.W. & DIXON, J.B. Pretreatment for mineralogical analysis. In: KLUTE, A., ed. Methods of soil analysis - part 1 - physical and mineralogical methods. Madison, Soil Science Society of America, 1994. p.91-100.
- OLIVEIRA, V.; LUDWICK, A.E. & BEATY, M.T. Potassium removed from some southern Brazilian soils by exhaustive cropping and chemical extraction methods. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 35:763-767, 1971.
- RITCHEY, K.D. O potássio nos Oxissolos e Ultissolos dos trópicos úmidos. Piracicaba, Instituto da Potassa e Fosfato, Instituto Internacional da Potassa, 1982. 69p. (Boletim Técnico, 7)
- SILVA FILHO, B.C. Alguns dados sobre o intemperismo e a mineralogia das argilas dos basaltos e dos seus solos residuais. Acta Geol. Leopoldensia, 5:15-102, 1978.
- SILVA, D.N.; MEURER, E.J.; KAMPF, N. & BORKERT, C.M. Mineralogia e formas de potássio em dois Latossolos do Estado do Paraná e suas relações com a disponibilidade para as plantas. R. Bras. Ci. Solo, 19:433-439, 1995.
- STRECK, E.V.; KÄMPF, N. & KLAMT, E. Atualização da classificação taxonômica das unidades de mapeamento do levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1999. (Informativo EMATER, 16)
- WHITTIG, L.D. & ALLARDICE, W.R. X-ray diffraction techniques. In: KLUTE, A., ed. Methods of soil analysis. Part 1. Madison, American Society of Agronomy, 1986. p.331-362. (Agronomy Series, 9)