



EDUANE JOSÉ DE PÁDUA

**RETENÇÃO DE CARBONO ORGÂNICO E NITROGÊNIO EM
SOLOS DO SUL DE MINAS GERAIS: EFEITO DA ALTITUDE**

**LAVRAS-MG
2017**

EDUANE JOSÉ DE PÁDUA

**RETENÇÃO DE CARBONO ORGÂNICO E NITROGÊNIO EM SOLOS DO SUL DE
MINAS GERAIS: EFEITO DA ALTITUDE**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, área de concentração em Fertilidade do Solo e Nutrição de Plantas, para a obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo.

Prof. Dr. Yuri Lopes Zinn
Orientador
Prof. Dr. Rattan Lal
Coorientador

**LAVRAS-MG
2017**

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de Geração de Ficha Catalográfica da Biblioteca
Universitária da UFLA, com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

Pádua, Eduane José de.

Retenção de carbono orgânico e nitrogênio em solos do Sul de
Minas Gerais : Efeito da altitude / Eduane José de Pádua. - 2017.
105 p. : il.

Orientador(a): Yuri Lopes Zinn.

Coorientador(a): Rattan Lal.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Lavras, 2017.

Bibliografia.

1. Matéria orgânica do solo. 2. Solos florestais. 3. Gradiente de
altitude. I. Zinn, Yuri Lopes. II. Lal, Rattan. III. Título.

EDUANE JOSÉ DE PÁDUA

**RETENÇÃO DE CARBONO ORGÂNICO E NITROGÊNIO EM SOLOS DO SUL DE
MINAS GERAIS: EFEITO DA ALTITUDE
SOIL ORGANIC CARBON AND NITROGEN IN SOILS OF SOUTH OF MINAS
GERAIS STATE-BRAZIL: THE EFFECT OF ALTITUDE**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, área de concentração em Fertilidade do Solo e Nutrição de Plantas, para a obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo

APROVADA em 23 de fevereiro de 2017.

Dr. Carlos Alberto Silva	UFLA
Dr. Geraldo César de Oliveira	UFLA
Dr. Douglas Ramos Guelfi Silva	UFLA
Dr. Alexandre Christófaro Silva	UFVJM

Prof. Dr. Yuri Lopes Zinn
Orientador

**LAVRAS-MG
2017**

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço à Deus.

Agradeço também à Universidade Federal de Lavras (UFLA), ao Programa de Pós-graduação em Ciência do Solo (PPGCS) pela excelente formação profissional que recebi. À secretária Dirce C. C. Macedo e também Damiany P. Oliveira pelo eficiente trabalho na secretaria do PPGCS sempre que solicitado.

À Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais-FAPEMIG, pela concessão da bolsa de estudos de doutorado (PAPG 11541 e 11537), de doutorado sanduíche (BDS-00008-14) e pelos projetos CAG-APQ 720-12 e 778-15. E também a CAPES e CNPq.

Aos professores Yuri Lopes Zinn (UFLA) e Rattan Lal (The Ohio State University-EUA) pela orientação e contribuição direta para a realização deste trabalho. Também aos professores Alexandre Christófaros Silva (UFVJM), Carlos Alberto Silva (UFLA), Geraldo César de Oliveira (UFLA), Douglas R. Guelfi Silva (UFLA) e Cícero Célio de Figueiredo (UnB), que prontamente aceitaram o convite para compor a banca avaliadora e pelas contribuições para melhoria da tese. Ainda, agradeço aos professores Fatima M. S. Moreira (UFLA), Marco Aurélio L. Fontes (UFLA), Marco Aurélio C. Carneiro (UFLA) e Valdemar Faquin (DCS/UFLA) pelas críticas e sugestões apresentadas construtivamente na qualificação.

Ao Dr. Paulo Tácito Gontijo Guimarães e à Empresa de Pesquisa Agropecuária de Minas Gerais-EPAMIG - Campo Experimental de Maria da Fé pelo auxílio na seleção das áreas amostrais. Ao Sr. Denildo dos Santos (Dadá), à Pousada Canto das Bromélias, em Aiuruoca-MG, ao Sr. Arnon Fagundes, em Boa Esperança-MG, que permitiram e deram suporte para a coleta de amostras em suas propriedades.

A Alessandro V. Pedroso, Zélio R. Souza, Gonçalves J. Marrenjo, José Roberto (Pezão), Deivisson, Marla A. Araujo, Jéssica A. de Faria, Thays Araújo C. Silva, Elisa Siqueira, Leandro Lares e Camila F. Miranda pela valiosa ajuda nas coletas de campo, preparo das amostras. Ao Prof. Dr. Carlos Alberto Silva e aos técnicos laboratoristas Doroteo de Abreu, Roberto L. Mesquita e Dulce C. M. Moraes (DCS UFLA) que auxiliaram nas análises em laboratório.

A The Ohio State University (OSU) e ao grupo do Carbon Management and Sequestration Center (C-MASC), nas pessoas do Prof. Rattan Lal e Laura Conover, pela honrosa oportunidade, pelo acolhimento e suporte que recebi durante o doutorado sanduíche.

A Sandy Jones, David Ussiri e Brian K. Slater pela ajuda com as análises durante o período na OSU.

À indispensável ajuda de Gabriel e Marina Guimarães, Mark e Sally Sulc, Nuri (sister) e Nathan Ramsey (brother-in-law), Fabiola Rara, “Brasileiros em Columbus” e “Leftovers”, pessoas importantes que pude contar no exterior, e também pelas dicas e conselhos valiosos de Marla A. Araujo, André B. Andrade, Nathan M. Carvalho e Gustavo E. Oliveira para o doutorado sanduíche.

Ao incondicional suporte da minha família, Carlos, Vanilda, Nuri e Le Pádua, Breno, à minha namorada Viviane, dedicada e companheira, seja perto ou longe... aos amigos de Lavras, enfim, a todos aqueles que me incentivaram, me motivaram e rezaram por mim durante este período de minha vida. Uma caminhada, por muitas vezes extenuante, mas vencida!

MUITO OBRIGADO!

THANK YOU VERY MUCH!

Perfect is good, done is better!
(Provérbio acadêmico norte-americano)

RESUMO

Estudos sobre a variabilidade dos estoques de carbono orgânico (COS) e nitrogênio do solo (N total) são fundamentais devido às funções ambientais exercidas pela matéria orgânica do solo e pela importância do solo no ciclo do carbono e balanço de gases de efeito estufa. Contudo, os fatores que controlam a retenção de COS e N não são sempre abordados nos trabalhos realizados, especialmente sob florestas do trópico úmido. O objetivo deste trabalho foi quantificar os teores e estoques de COS e N total e determinar a influência da altitude e de propriedades físicas e químicas de solos sobre a retenção do COS e N total. Para isso, solos foram amostrados em duas diferentes toposequências no sul de Minas Gerais, que apresentam gradientes de altitude e as mesmas condições quanto ao material de origem, vegetação, clima e drenagem: uma toposequência de rocha gnáissica (GNE), nas altitudes de 1.480, 1.710 e 2.050 m e outra toposequência de rocha metapelítica (Metap), nas altitudes de 800, 975 e 1.240 m. Foram analisados, além do teor e estoque de COS e N total, a densidade do solo, estabilidade de agregados e granulometria até 1 m de profundidade, e também a descrição do perfil, a fertilidade de cada horizonte e a micromorfologia da camada superficial do solo em cada altitude. Os teores de COS e N total cresceram linearmente com o aumento da altitude e decresceram exponencialmente com o aumento da profundidade. O efeito da altitude sobre os teores de COS e N total foi notado até 1 m na toposequência GNE, de clima mais frio e solos de textura média. Na toposequência Metap, com solos de textura argilosa e clima pouco mais quente, esse efeito foi notado até a profundidade de 40 cm. A densidade dos solos foi fortemente influenciada pelo teor de COS. De forma geral, os solos apresentaram alta saturação por Al, baixo pH, baixa CTC efetiva, em acordo com a natureza das rochas gnáissica e metapelítica, e eletronegativos, indicando condições intermediárias de intemperismo. Os estoques de COS e de N total até 1 m de profundidade aumentaram linearmente com o aumento da altitude. Os solos da toposequência GNE apresentaram estoque médio de COS (0-1 m) entre 228,7 Mg ha⁻¹ (1.480 m) e 606 Mg ha⁻¹ (2.050 m) e de N total variando de 13,3 Mg ha⁻¹ a 36 Mg ha⁻¹. Os estoques médios de COS (0-1 m) da toposequência Metap variaram de 154,8 Mg ha⁻¹ (800 m) a 237,1 Mg ha⁻¹ (1.240 m) e de N total foram de 12,1 Mg ha⁻¹ (800 m) a 18,6 Mg ha⁻¹ (1.240 m). A micromorfologia evidenciou as diferenças texturais e mineralógicas entre os solos de litologias distintas, e também a presença marcante da MOS na camada 0–10 cm, principalmente nos solos localizados em maiores altitudes. Houve também efeito da textura (silte + argila) na retenção de COS nas duas toposequências, porém inferior ao efeito principal do microclima, decorrente da variação altitudinal nas áreas estudadas.

Palavras-chave: Matéria orgânica do solo. Solos florestais. Gradiente de altitude. Textura. Micromorfologia do solo.

ABSTRACT

Studies on the variability of soil organic carbon (SOC) and nitrogen (total N) stocks are critical because of the ecosystem services played by soil organic matter and the importance of soils in the carbon cycle and greenhouse gases balance. However, the controlling factors of SOC and N retention are not often approached in the literature, especially in tropical forest soils. The aim of this work was to quantify the contents and stocks of SOC and total N, and to determine the influence of altitude, soil physical and chemical properties on SOC and N retention. Thus, different forest soils were sampled on two toposequences in southern Minas Gerais, Brazil: a gneiss rock toposequence (GNE) at altitudes of 1,480, 1,710 and 2,050 m a.s.l., and another metapelitic rock toposequence (Metap) at altitudes of 800, 975 and 1,240 m a.s.l. The toposequences presented the same parent material, vegetation, climate, drainage and an altitudinal gradient at least of 150 m between each sampling site. We determined in 3 replicates SOC and N concentrations, soil bulk density, aggregate stability in water, particle size distribution at each altitude up to 1 m depth, aside with soil profile description and chemical analysis, and the micromorphology of the surface layer. The SOC and total N contents increased linearly with increasing altitude, and decreased exponentially with increasing depth. The effect of altitude on SOC and N concentrations occurred to 1 m depth in the GNE toposequence, with a cooler climate and coarser soils. However, in the soils of the Metap toposequence, with slightly warmer climate finer textures, the effect of altitude on the SOC and total N occurred only to a 40 cm depth. Soil bulk density was strongly influenced by SOC contents. Overall, all soils showed high Al saturation, low pH and CEC, in accord with the gneiss and metapelitic parent materials, indicating an intermediate weathering stage. The SOC and N stocks up to a 1 m depth increased linearly with increasing altitude. The soils of the GNE toposequence presented SOC stocks (0-1 m) between 228, 7 Mg ha⁻¹ (1,480 m) and 606 Mg ha⁻¹ (2,050 m), and total N ranging from 13,3 Mg ha⁻¹ to 36 Mg ha⁻¹. The SOC stocks (0-100 cm) of the Metap toposequence ranged from 154.8 Mg ha⁻¹ (800 m) to 237.1 Mg ha⁻¹ (1,240 m), and total N stocks between 12.1 Mg ha⁻¹ (800 m) to 18.6 Mg ha⁻¹ (1,240m). Soil micromorphology illustrated the textural and mineralogical differences between soils of distinct lithologies, and the outstanding presence of SOM in the 0-10 cm layer, especially at the higher altitudes of each toposequence. There was also an effect of soil texture (silt + clay) on SOC and N retention, although weaker than the main effect of microclimate, resulting from the altitudinal variation in the studied areas.

Keywords: Soil organic matter. Forest soils. Elevation gradient. Soil texture. Soil micromorphology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Ciclo global e estimativas dos reservatórios de carbono.	17
Figura 2 – Mapa de localização das áreas amostrais nos municípios Aiuruoca e Boa Esperança na região Sul/Sudoeste do estado de Minas Gerais.	28
Figura 3 – Pontos amostrais na topossequência gnáissica da Serra do Papagaio entre os municípios de Aiuruoca e Baependi (A) e na topossequência metapelítica da Serra da Boa Esperança, município de Boa Esperança (B).	31
Figura 4 – Principais classes de solos das áreas amostrais nas topossequências gnáissica (A) e metapelítica (B).	32
Figura 5 – Aspecto da fração areia de solo com alto teor de MOS, disperso com NaOH 1 mol L ⁻¹ e agitação por 16 horas, sem a remoção prévia da MOS.	39
Figura 6 – Alterações na textura do solo após oxidação da MOS com H ₂ O ₂ das amostras da topossequência gnáissica (preto) e metapelítica (cinza).	43
Figura 7 – Variação do teor de silte e argila em relação a altitude dos solos das topossequências gnáissicas (A, B) e metapelítica (C, D).	46
Figura 8 – Densidade média do solo em profundidade em diferentes altitudes das topossequências (A) gnáissica e (B) metapelítica.	48
Figura 9 – Diâmetro médio ponderado dos agregados estáveis em água em diferentes altitudes e profundidades nas topossequências (A) gnáissica e (B) metapelítica.	51
Figura 10 – Distribuição do teor de COS e N total ao longo do perfil do solo em diferentes altitudes, nas topossequências gnáissica (A e B) e metapelítica (C e D)	57
Figura 11 – Variação dos teores de COS e N total, estratificados por camadas de solo, nas diferentes altitudes das topossequências gnáissica (A e B) e metapelítica (C e D).	59
Figura 12 – Média da razão C/N ao longo do perfil de solo das diferentes altitudes, nas topossequências gnáissica (A) e metapelítica (B).	61
Figura 13 – Dispersão dos estoques de COS (A) e N total (B) para as camadas de 0–20, 0–40 e 0–100 cm dos solos em diferentes altitudes dos locais amostrados.	64

Figura 14 – Variação dos estoques de COS e N total das camadas de solo de 0–20, 0–40 e 0–100 cm, localizados em diferentes altitudes nas topossequências gnáissica (A e B) e metapelítica (C e D).....	65
Figura 15 – Relação da textura (argila + silte) com o estoque de carbono do solo nas camadas de 0–20, 0–40 e 0–100 cm nas topossequências gnáissica (A) e metapelítica (B).....	67
Figura 16 – Detalhes da paisagem local da topossequência gnáissica (A), da floresta ombrófila densa altimontana (B) e do perfil descrito do organossolo a 2.050 m de altitude.	79
Figura 17 – Fração areia das profundidades de 0–5 cm (A), 20–40 cm (B, C) e 60–100 cm (D) do organossolo a 2.050 m após remoção da MOS.	80
Figura 18 – Micromorfologia da camada superficial (0–10 cm) do organossolo a 2.050 m de altitude.	81
Figura 19 – Detalhes da paisagem local da topossequência gnáissica (A), da floresta ombrófila densa altimontana (B) e do perfil do cambissolo descrito a 1.710 m de altitude.	83
Figura 20 – Fração areia da profundidade de 0–5 cm do cambissolo a 1.710 m após remoção da MOS.....	84
Figura 21 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 1.710 m de altitude... ..	85
Figura 22 – Detalhes da paisagem local da topossequência gnáissica (A), da floresta ombrófila secundária (B) e do perfil descrito do cambissolo a 1.480 m de altitude.	87
Figura 23 – Fração areia das profundidades de 0–5 cm (A) e 20–40 cm (B) do cambissolo a 1.480 m após remoção da MOS.....	88
Figura 24 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 1.480 m de altitude... ..	89
Figura 25 – Detalhes da vegetação florestal com sub-bosque denso (A), do solo com pedregosidade (B) e do perfil descrito do cambissolo, a 1.240 m de altitude na topossequência metapelítica.....	91
Figura 26 – Fração areia das profundidades de 0–5 cm (A e B) do cambissolo a 1.240 m após remoção da MOS.	92
Figura 27 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 1.240 m de altitude... ..	93
Figura 28 – Detalhes da paisagem da topossequência metapelítica (A), da coleta das amostras (B) ao longo do perfil do cambissolo descrito (C), a 975 m de altitude.....	95
Figura 29 – Fração areia das profundidades de 0–5 cm (A) e 10–20 cm (B) do cambissolo a 975 m após remoção da MOS.....	96

Figura 30 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 975 m de altitude.....	97
Figura 31 – Detalhes da paisagem na topossequência metapelítica (A), da vegetação (mata ripária) com sub-bosque denso (B) e do perfil descrito do cambissolo, a 800 m de altitude	99
Figura 32 – Fração areia das profundidades de 5–10 cm (A) e 20–40 cm (B) do cambissolo a 800 m após remoção da MOS.....	100
Figura 33 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 800 m de altitude....	101
Figura 34 – Detalhes do campo nativo (A), sob solo pedregoso (B) e do perfil descrito do cambissolo (C), a 1.300 m de altitude em local de litologia quartzítica.	103
Figura 35 – Fração areia das profundidades de 20–40 cm (A) e 60–100 cm (B) do cambissolo a 1.300 m após remoção da MOS.....	104
Figura 36 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 1.300 m de altitude.	105

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Solos e características geográficas dos pontos amostrados nas topossequências gnáissica e metapelítica.....	33
Tabela 2 – Teores médios de areia, silte e argila (%) pelo método da pipeta antes e após a oxidação da MOS das amostras	41
Tabela 3 – Análise química do solo de cada horizonte nas diferentes altitudes das topossequências gnáissica e metapelítica.....	53
Tabela 4 – Teores médios de COS (%) e N total (%) até 1 m de profundidade nas diferentes altitudes das topossequências gnáissica e metapelítica.....	56
Tabela 5 – Estoques de COS e N total das camadas de solo de 0–20, 0–40 e 0–100 cm dos solos localizados nas topossequências gnáissica e metapelítica	62

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	REFERENCIAL TEÓRICO	17
2.1	Importância da MOS e COS	18
2.2	Mecanismos de retenção e estabilização do COS e N	20
2.2.1	Fatores internos relacionados à retenção de COS e N	20
2.2.2	Fatores externos relacionados à retenção de COS e N	21
2.2.3	A altitude e a retenção de COS e N	24
2.3	Justificativa	27
2.4	Objetivo	27
2.5	Hipóteses	27
3	MATERIAIS E MÉTODOS	28
3.1	Seleção, caracterização dos locais amostrais	28
3.2	Litologia Granítica-Gnáissica	29
3.3	Litologia Metapelítica	30
3.4	Coleta de amostras	32
3.5	Análises físicas do solo	34
3.5.1	Densidade do solo	34
3.5.2	Análise granulométrica	34
3.5.3	Estabilidade de agregados em água	35
3.6	Análises químicas do solo	36
3.6.1	Análise da fertilidade do solo	36
3.6.2	Análise de carbono orgânico e nitrogênio total do solo	36
3.7	Micromorfologia do solo	37
3.8	Análises estatísticas	38
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	39
4.1	Granulometria do solo	39
4.2	Densidade do solo	47
4.3	Estabilidade de agregados em água	49
4.4	Fertilidade do solo	52
4.5	Teores de carbono orgânico, nitrogênio total do solo e razão C/N	55
4.6	Estoques de carbono orgânico e nitrogênio total do solo	62
5	CONCLUSÃO	69
	REFERÊNCIAS	70
	APÊNDICES	78
	APÊNDICE A	78
	APÊNDICE B	82
	APÊNDICE C	86
	APÊNDICE D	90
	APÊNDICE E	94
	APÊNDICE F	98
	APÊNDICE G	102

1 INTRODUÇÃO

Dentre os reservatórios terrestres de carbono (C), o solo se destaca, podendo estocar cerca de duas vezes mais C que a atmosfera e três vezes mais que a biosfera (JOBÁGY; JACKSON, 2000; LAL, 2004). Assim, os solos do mundo são relevantes face às mudanças previstas e já observadas no clima global, aumentos de emissões de CO₂ e outros gases de efeito estufa, bem como à segurança alimentar de uma população mundial em crescimento.

O carbono orgânico do solo (COS) é o componente principal da matéria orgânica do solo (MOS). O potencial de sequestrar e estocar C no solo se dá pelo balanço entre processos físicos e químicos de estabilização da MOS, processos biológicos de produção de biomassa e decomposição da MOS, e fatores ambientais que influenciam estes processos. O clima, vegetação, topografia e material de origem, listados como os fatores de formação do solo por Jenny (1941), estão também relacionados à quantidade e composição do COS, pois a MOS é sensível às variações do clima, topografia, atributos químicos do solo e ao seu manejo (TAN et al., 2004), sendo vários desses fatores influenciados pela altitude.

A base de dados de solos disponível no país ainda apresenta lacunas que impedem estimativas robustas dos estoques de COS e N em solos de diferentes regiões do Brasil (FIDALGO et al., 2007). Alguns ecossistemas, como por exemplo as montanhas da região Sul de Minas Gerais, ainda são pouco compreendidos quanto à capacidade de estocar COS e sua vulnerabilidade frente às possíveis mudanças no clima ou no uso do solo. Regiões montanhosas são especialmente vulneráveis às mudanças climáticas (DJUKIC et al., 2010) afetando a fertilidade do solo, disponibilidade de água, risco de incêndio, entre outros (SCHROTER et al., 2005). Em especial, as florestas tropicais de altitude têm sofrido grande pressão com desmatamento, queimadas, expansão da atividade agropecuária e com o crescimento populacional, que aumentam a vulnerabilidade do COS nessas áreas (DEFRIES, 2009).

Existem alguns mecanismos de retenção do COS propostos na literatura, que são a sorção de COS coloidal e solúvel às argilas, a retenção de COS particulado dentro e fora de agregados (ZECH et al., 1997), e a paludização (QUIDEAU, 2002), dentre outros. Tais mecanismos ou formas de retenção são afetados por controles edáficos como a textura, mineralogia e estrutura do solo, além da drenagem restrita. Porém, restam dúvidas quanto ao alcance destes controles ao longo de uma ampla variação altitudinal, como no caso da região Sul de Minas Gerais, de relevo movimentado. Considerando que a altitude interfere direta ou

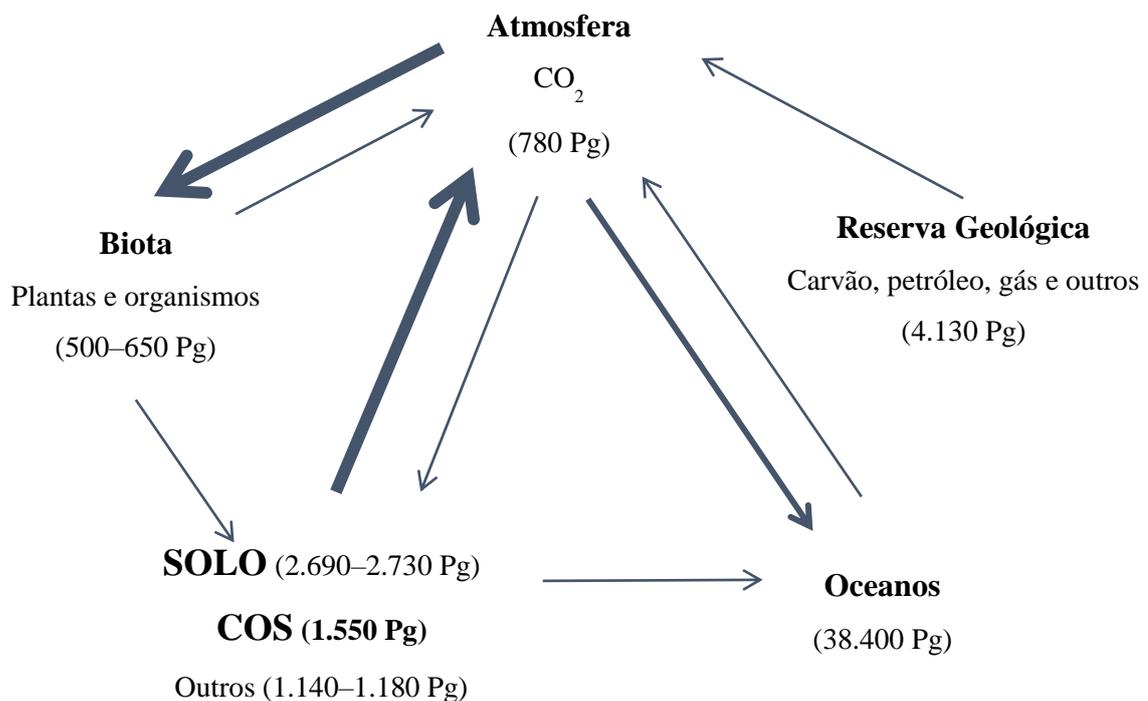
indiretamente nos fatores de formação do solo, especialmente clima e vegetação, os efeitos desses mecanismos e fatores de retenção do COS seriam os mesmos em altitudes distintas?

O estudo dos principais mecanismos de retenção do COS em áreas de florestas nativas em diferentes altitudes permitiria, além de quantificar o COS para áreas ainda pouco estudadas, avaliar se a altitude interfere de alguma maneira sobre os controles do COS propostos pela literatura. Deste modo, o objetivo deste trabalho foi avaliar como a altitude interfere nos estoques de COS e N do solo, nas propriedades físicas e químicas dos solos em duas topossequências montanhosas sob vegetação nativa no sul de Minas Gerais. A hipótese testada foi a de que os solos formados a partir do mesmo material de origem, sob o mesmo tipo de vegetação florestal e condição macroclimática têm a retenção de COS e N controlada pela altitude, e que tal tendência pode ser descrita e modelada matematicamente.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

O termo “carbono orgânico do solo” (COS) é atribuído ao carbono presente nos resíduos vegetais, animais e microbianos presentes no solo, formando a matéria orgânica do solo (MOS). O estoque de COS é o resultado do equilíbrio entre as entradas e saídas de carbono do solo. A quantidade estimada de COS até 1 m de profundidade é de cerca de 1.550 bilhões de toneladas (BATJES, 2014; LAL, 2004, 2008; SMITH, 2012), o que faz do solo o maior reservatório de carbono dentre os ecossistemas terrestres (FIGURA 1). Isso representa cerca de duas vezes mais C do que contido na atmosfera e cerca de três vezes mais do que o presente na vegetação (JOBÁGY; JACKSON, 2000; LAL, 2004). Esse grande reservatório de C torna-se vulnerável com a mudança climática e o uso dado ao solo.

Figura 1 – Ciclo global e estimativas dos reservatórios de carbono.



Fonte: Adaptado de Lal (2008)

O carbono passa por diversas transformações ao longo de seu ciclo. Sob a forma de CO₂, é retirado da atmosfera pela fotossíntese, e passa a fazer parte da biomassa das folhas, galhos, raízes, etc. Com a morte celular e deposição de restos vegetais e animais no solo, há a atuação dos organismos que decompõem a matéria orgânica, transformando-a em compostos alterados (húmus) e mineralizando nutrientes disponíveis às plantas (N, P, K, Ca, Mg, S e B),

e finalmente em CO₂. Assim, a principal forma de aporte de carbono ao solo é por meio da adição de resíduos vegetais e animais. O COS pode estar presente sob formas vivas ou mortas no solo. A fração viva, representada pelas raízes, microrganismos e fauna do solo, soma aproximadamente 4% do COS. A fração morta, formada por um contínuo de resíduos em diferentes estágios de decomposição, desde a matéria fresca particulada até substâncias coloidais e solúveis, tradicionalmente chamadas de húmus, responde por 96% do COS (THENG; TATE; SOLLINS, 1989 citado por FONTANA, 2006).

Em regiões de clima tropical e subtropical, a fotossíntese tem uma contribuição maior e mais constante no aporte de C do que nas regiões de clima temperado. Contudo, a decomposição da MOS das áreas mais quentes e úmidas também é mais acelerada e assim estabelece uma condição de equilíbrio entre entradas e saídas do C no solo, que é também diferente daquela observada em regiões de clima temperado (SÁNCHEZ, 1976).

2.1 Importância da MOS e COS

Em regiões de clima tropical e subtropical úmido, como no Brasil, onde as temperaturas elevadas e a precipitação pluviométrica favorecem o intemperismo, os solos em geral são ácidos, pobres em nutrientes, com predomínio de argila de baixa atividade, com baixa capacidade de troca de cátions (CTC) e alta proporção de óxidos de ferro e alumínio (LEPSCH, 2011). Nesse contexto, a MOS tem papel fundamental de promover a melhoria das propriedades químicas e físicas desses solos (MCBRIDE, 1994), sendo o teor de COS tido como o melhor indicador da qualidade do solo (VEZZANI; MIELNICZUK, 2009).

De acordo com Moreira e Siqueira (2006), a MOS promove a produtividade e a qualidade dos cultivos, porque atua como um reservatório de N, P, S e dos micronutrientes Fe, Mn e Zn (CALDEIRA et al., 2008) que são disponibilizados à medida em que a MOS é decomposta. Além disso, a MOS contribui efetivamente com a CTC do solo. O predomínio das cargas negativas nas moléculas orgânicas proporciona maior retenção e disponibilidade de K, Ca, Mg e micronutrientes catiônicos (MCBRIDE, 1994), que são retidos em grupos carboxílicos protonados da MOS. Ainda, a MOS melhora a estrutura do solo devido ao seu efeito cimentante junto às partículas minerais do solo, além de aumentar a retenção de água a baixas sucções, reduzir a amplitude de temperatura do solo e minimizar efeitos da compactação do solo, entre outras funções. Deste modo, a MOS atua como regulador

funcional dos processos bioquímicos do solo e das plantas, e por seus múltiplos benefícios, é um componente de sustentabilidade dos agroecossistemas (MOREIRA; SIQUEIRA, 2006).

O COS também tem um importante papel para a segurança alimentar, pois a produtividade de culturas como trigo, milho e feijão pode aumentar caso ocorra um aumento dos estoques de COS, principalmente nos solos mais degradados de diferentes países do globo (LAL, 2004). Além disso, o COS atua como agente cimentante na formação e estabilização de agregados do solo, com relevância tanto na estrutura do solo como na formação dos macro e microporos (VEZZANI et al., 2008). Um solo bem estruturado e com boa porosidade apresenta melhores condições de infiltração, armazenamento e drenagem de água, condições mais favoráveis ao crescimento radicular e às atividades biológicas, maior resistência aos processos erosivos e menor perda de solo (MIELNICZUK, 2008; TISDALL; OADES, 1982).

Ao se observar a importância do COS no ciclo global do carbono (FIGURA 1), fica evidente que uma pequena perda desse grande compartimento poderia causar um impacto significativo na concentração de CO₂ atmosférico. As condições climáticas tropicais e subtropicais favorecem a ação dos microrganismos decompositores, que se somada a algumas práticas de manejo inadequadas, resultam em altas taxas de decomposição e perda de COS. Este cenário poderia levar à desagregação do solo, erosão e lixiviação dos compostos orgânicos (MIELNICZUK, 2008). Há ainda o risco trazido pelo desmatamento, queimadas, exposição da camada superficial do solo e seu revolvimento excessivo durante o manejo, que deixam o COS mais vulnerável à decomposição e perdas com a erosão, com consequente redução dos teores e estoques de COS, N e aumento de emissões de gases de efeito estufa. Sendo assim, o entendimento da dinâmica do COS e fatores envolvidos na sua retenção tem importância não só para a qualidade do solo, como também para a segurança alimentar, mudança climática e aquecimento global (LAL, 2004).

Estudos como os de Zinn (2005) e Morais (2012) têm demonstrado a importância de se conhecer os teores e estoques de COS além da camada de 0–40 cm, ampliando o conhecimento até a profundidade de 1 m ou até maiores, como no estudo de Jobbágy e Jackson (2000), pois grandes quantidades de COS e de N podem estar sendo desconsideradas.

2.2 Mecanismos de retenção e estabilização do COS e N

O sequestro e a retenção de C estão diretamente relacionados a vários fatores, dentre os quais se destacam os internos, particularmente textura, mineralogia e também a estrutura e drenagem do solo (ALMEIDA, 2008; MIELNICZUK, 2008; SCHOLLES; POWSON; TIAN, 1997), bem como os fatores externos: condições climáticas - temperatura e precipitação, vegetação, histórico de uso, o tipo de manejo empregado.

2.2.1 Fatores internos relacionados à retenção de COS e N

As frações granulométricas do solo, especialmente argila e silte, têm influência sobre o teor de COS, uma vez que solos argilosos geralmente apresentam maiores teores de COS do que os solos arenosos, como apresentado por Feller e Beare (1997), Zinn et al. (2007a), Zinn et al. (2012) e Haghghi, Gorji e Shorafa (2010). As menores frações apresentam uma maior área de superfície específica, resultando em maior área de adsorção do COS. Zinn, Lal e Resck (2005a) encontraram correlação linear positiva entre o teor de COS e a concentração de silte + argila para latossolos do cerrado brasileiro.

A mineralogia dos solos brasileiros, de modo geral altamente intemperizados, é dominada por argilossilicatos do tipo 1:1 (caulinita), óxidos de ferro (hematita, goethita) e alumínio (gibbsita). Estes minerais apresentam forte interação com os grupos funcionais da MOS (MIELNICZUK, 2008; URQUIAGA et al., 2006), o que pode conferir maior proteção à MOS contra a decomposição pelos microrganismos.

Os ácidos orgânicos, provenientes da decomposição da MOS, geralmente são degradados em poucos dias após serem liberados dos resíduos vegetais. Porém, quando esses ácidos se ligam aos íons metálicos de Fe e Al presentes na solução do solo, formam complexos organo-metálicos estáveis em uma faixa de pH de 4,0 a 7,0 (SPOSITO, 1989).

De acordo com Zech et al. (1997), a mineralogia pode influenciar na retenção do COS, que pode ser adsorvido tanto nas cargas positivas quanto nas cargas negativas dos óxidos de Fe e Al, resultando em uma ligação de grande estabilidade. Inda Junior et al. (2007) observaram que a estabilidade dos complexos organo-minerais não teve relação com o teor de argila (textura), mas sim com a mineralogia da fração argila e com o teor de COS. A ausência de correlação com a textura foi explicada pela diversidade mineralógica da fração argila dos solos altamente intemperizados estudados. Ainda, a estabilidade dos complexos organo-

minerais está mais relacionada a presença de óxidos de ferro pouco cristalinos (ferridrita), a proporção de goethita e de gibbsita na fração argila.

Já Zinn et al. (2007a) demonstraram que a textura exerceu maior controle do que a mineralogia sobre a retenção de COS nos latossolos do cerrado, sendo estes mecanismos denominados de controle textural e mineralógico do COS.

A retenção do COS em regiões tropicais também tem sido relacionada à estrutura do solo, ao considerar que os agregados ou pedos atuam como uma barreira física aos microrganismos, que teriam acesso limitado ao COS, protegido física e temporariamente no interior dos agregados (ZECH et al., 1997; ZINN et al., 2007b; HAGHIGHI; GORJI; SHORAFI, 2010).

Contudo, os controles textural e mineralógico demonstrados por Zinn (2005) e Zinn et al. (2007b, 2012) para solos de diferentes regiões do estado de MG, com altitudes entre 570 e 1.440 m, não foram confirmados no trabalho realizado por Araujo (2014), que não observou correlação entre as frações granulométricas do solo ou de sua mineralogia com os estoques de COS para solos de diferentes litologias no Sul de Minas Gerais, com altitudes entre 889–1.064 m. Apesar da grande variabilidade entre os fatores envolvidos, esses resultados mostram que os controles textural e mineralógico não atuam de forma constante e única e, certamente, há outros fatores a controlar a retenção do COS nessa região.

2.2.2 Fatores externos relacionados à retenção de COS e N

Em linhas gerais, os fatores externos relacionados à quantidade de COS retido são os mesmos fatores de formação do solo, propostos por Jenny (1941), atuando de forma conjunta: clima, organismos, relevo, material de origem e o tempo, acrescidos do tipo de manejo do solo adotado, quando se tratar de áreas cultivadas.

O desmatamento e o cultivo inadequado do solo, com intenso revolvimento, geralmente provocam rápida mineralização da MOS com conseqüente declínio dos teores de COS e N, principalmente na camada de 0–20 cm e nos solos com texturas mais grosseiras (teor de argila $\leq 20\%$) (ZINN; LAL; RESCK, 2005b), além da diminuição da estabilidade estrutural do solo e da CTC. Lal (2004) relata que as perdas podem ser de mais de 75% do estoque de COS com a conversão de ecossistemas naturais em cultivos agrícolas na região tropical.

O relevo, ou topografia, interfere na retenção de COS à medida que o terreno apresenta variações quanto à forma (côncavo, linear ou convexo), declividade, aspecto e altitude. A declividade pode afetar a drenagem de água do solo e também a erosão. Áreas montanhosas, com acentuada declividade, favorecem processos erosivos, que conduzem ao rejuvenescimento do solo. Solos jovens tendem a ser mais férteis e a profundidade do perfil será determinada pelo balanço entre a erosão (perda de solo) e a pedogênese (formação do solo) (LEPSCH, 2011). O aspecto do relevo indica a orientação do terreno em relação à incidência predominante dos raios solares e isso influencia a temperatura e umidade do solo. Para uma mesma latitude, um terreno que é mais exposto aos raios do sol absorve maior quantidade de energia sua temperatura aumenta (BRADY; WEIL, 2013). No hemisfério sul, as encostas voltadas para o Sul tendem a acumular mais COS, pois são geralmente mais frias e úmidas comparadas com aquelas voltadas para o norte (CHAGAS et al., 2013).

A rocha de origem tem uma forte ligação com várias propriedades do solo sobrejacente, principalmente a textura, mineralogia e o complexo sortivo (ARAUJO et al., 2014; CURI; FRANZMEIER, 1987; HECKMAN; RASMUSSEN, 2011; JENNY, 1941) com efeitos sobre a retenção do COS. Contudo, Araujo, Zinn e Lal (2017) observaram que os solos florestais da região de Lavras-MG (890–1.064 m de altitude), originados de diferentes rochas de origem (quartzito, sericita-xisto, gabro, itabirito, serpentinito, metacalcário, gnaiss e filito), apresentaram estoques de COS similares, mostrando que o efeito da litologia poderia ser menor do que o esperado. Os autores sugeriram um possível efeito da altitude no controle e retenção do COS, já que nem a textura, nem a mineralogia dos solos, propriedades intimamente relacionadas ao material de origem, explicaram as variações nos estoques de COS.

O estoque de COS é resultante do equilíbrio entre entradas e saídas de carbono do solo, sendo a biomassa produzida na vegetação o principal aporte de MOS. A vegetação, em linhas gerais, possui uma forte correlação com o clima (SÁNCHEZ, 1976). Embora a vegetação possa interferir no microclima em curtos períodos de tempo, a tendência observada é que o tipo e a biomassa da vegetação reflita as condições de temperatura e umidade locais. Contudo, a realidade não é tão simples e não é raro de se notar que áreas próximas, ou até mesmo vizinhas, portanto, sob mesmas condições climáticas, apresentem vegetações distintas, como a Floresta Ombrófila densa lado a lado com os campos de altitude nas montanhas do sul de Minas Gerais, o que pode ocorrer devido a diferentes aspectos, pedoformas e declives.

De acordo com Jobbágy e Jackson (2000), o tipo de vegetação afeta a abundância de COS. As diferentes biomassas produzidas, acima e abaixo do solo, resultam em diferentes aportes de COS, em superfície e no subsolo através do sistema radicular. Esses autores mostraram que o conteúdo de COS e sua distribuição vertical variam significativamente entre áreas sob floresta, vegetação arbustiva e campo. O estudo mostrou ainda que o efeito do tipo de vegetação foi mais importante do que o efeito do clima no controle do COS, pois observaram mesmos padrões em diferentes continentes e condições climáticas. Contudo, existem estudos que mostram não haver diferenças entre os estoques de COS de áreas de floresta tropical e campo, compensados pelas diferenças da densidade do solo (DIELEMAN et al., 2013).

O fator clima é representado essencialmente pelas condições de temperatura e precipitação, citadas na literatura como os principais agentes externos reguladores do teor e estoque de COS. Sob condições de temperatura elevada e boa aeração do solo, a degradação da MOS é intensificada, processo mediado pela biota do solo, e ocorre, conseqüentemente, rápida mineralização liberando os nutrientes da MOS na solução. Já em climas mais secos ou frios, a mineralização da MOS ocorre a taxas menores. Isto torna possível um maior acúmulo de COS, embora a produção vegetal diminua ou cesse durante a estação fria, o que não ocorre no trópico e permite certa reposição da MOS decomposta rapidamente com as altas temperaturas. Assim, o aumento da precipitação nas áreas tropicais favorece o aumento do teor de COS, ao passo que as maiores temperaturas atuam no sentido de diminuir o teor (DAI; HUANG, 2006; SINGH et al., 2011; WANG, S.; WANG, X.; OUYANG, 2012).

A temperatura está diretamente relacionada à elevação do terreno. Em uma mesma latitude, as áreas mais elevadas tendem a ser mais frias, como notado no trabalho de Moser et al. (2011), em áreas de floresta tropical no Equador. Estudos como o de Dieleman et al. (2013), em áreas de floresta tropical de Papua Nova Guiné, indicam uma tendência de variação da temperatura e da precipitação, previsíveis com a variação da elevação do terreno e com influência sobre os estoques de COS, já que com o aumento da elevação observou-se menores médias anuais de temperatura, maiores médias anuais de precipitação e maiores estoques de COS, tanto em áreas de floresta como de campo nativo em resposta à maior umidade presente no ambiente.

2.2.3 A altitude e a retenção de COS e N

De acordo com Körner (2007), a altitude está diretamente ligada à variação sistemática de muitos fatores ambientais, como a pressão atmosférica, a temperatura atmosférica, a radiação solar e radiação UV-B devido a menor ocorrência de nuvens e névoa, e indiretamente ligada a evapotranspiração (maior umidade devido à menor temperatura atmosférica com o aumento da altitude), variáveis que ainda precisam ser melhor documentadas. Fritzsos, Mantovani e Aguiar (2008) relatam que a temperatura do ar diminui aproximadamente 1 °C a cada 126 m de elevação vertical no estado do Paraná, e que áreas mais altas apresentam uma menor amplitude na variação da temperatura.

Nas áreas de floresta tropical, subtropical e cerrado, os solos em maiores altitudes geralmente apresentam teor de COS e N mais elevados (ANDRADE, 2014; CALAZANS, 2014; MORAIS et al., 2013; SCHEER; CURCIO; RODERJAN, 2011). Simplificadamente, o maior teor de COS em áreas elevadas é explicado pelos efeitos que a variação altitudinal provoca no clima, vegetação e microrganismos decompositores (taxa de decomposição da MOS). O aumento da altitude ocasiona diminuição da temperatura atmosférica, aumento da radiação solar e, indiretamente, um aumento da umidade, com efeitos sobre a atividade biológica, que é reduzida devido às baixas temperaturas (LEPSCH, 2011). A maior precipitação favorece o desenvolvimento de vegetação de maior porte, aumentando assim o aporte de C e N ao solo.

Na Serra do Espinhaço Meridional, em Minas Gerais, os organossolos em áreas de turfeiras estudados por Silva et al. (2009) apresentaram teores de COS crescentes com a altitude (1.250–1.800 m), e conseqüente redução da temperatura atmosférica nas áreas mais altas.

Apesar do estudo de Dieleman et al. (2013) mostrar a existência de uma correlação positiva entre precipitação e a altitude, Körner (2007) salientou que esta correlação não é constante, pois existem áreas altas que nem sempre recebem maior volume de chuvas.

Fialho (2012) considerou que as baixas temperaturas da Serra da Mantiqueira, região Sul de Minas Gerais, à altitude de 1.340 m, somada a mineralogia gibbsítica do solo, favoreceu a retenção de COS sob diferentes plantios florestais. Da mesma forma, o estudo realizado por Zinn et al. (2012), também no Sul de MG, sugeriu que as temperaturas mais baixas, a maior umidade e a menor taxa de decomposição da MOS das áreas com altitude

entre 1.000 e 1.200 m resultou em maiores teores de COS até 1 m de profundidade em relação a áreas mais baixas do entorno.

Powers e Schlesinger (2002) identificaram que o teor de COS, nas altitudes mais elevadas de floresta tropical da Costa Rica, entre 120–800 m, apresentou forte correlação com teor de argilas amorfas, típicas de ambientes vulcânicos de altitude, onde os solos são pouco intemperizados, enquanto que em menores altitudes (<120 m) se observou a correlação positiva entre COS e alumínio e COS e gibbsita, goethita e caulinita em complexos organo-metálicos e organo-minerais, que se formam nas menores altitudes.

No estudo de Ahmad Dar e Somaiah (2015), os estoques de COS na camada de 0–30 cm foram crescentes com a altitude das áreas de floresta temperada de Kashmir, na Índia, aumentando de 39 Mg C ha⁻¹, a 1.550 m, para 91 Mg C ha⁻¹, a 2.800 m, apesar dos diferentes tipos de floresta ao longo do gradiente de altitude, o que indica que o efeito da altitude sobre o estoque de COS superou o efeito da vegetação.

Li et al. (2016) analisaram a influência da altitude sobre a agregação de solos florestais da montanha Wuyi, no sudeste da China, e notaram que o diâmetro médio dos agregados estáveis em água aumentou com incremento da altitude. Os autores relataram que a estrutura do solo foi mais fortemente correlacionada ao teor de COS do que à temperatura do solo, umidade ou teor de argila, além de sugerir que o COS dos macroagregados formados nas maiores altitudes seria mais suscetível à mudança na temperatura atmosférica devido à sua maior instabilidade, sendo a estrutura do solo um fator crítico para o sequestro e estoque de COS.

Mas há também trabalhos que mostram que nem sempre o efeito da altitude sobre o COS e N é significativo. Zhu et al. (2010) observaram que a variação de altitude de 700 a 2.000 m não teve efeito significativo sobre o estoque de COS da camada de 0–100 cm do solo sob a floresta temperada do monte Changbai, no nordeste da China. A floresta temperada apresentou maior proporção de espécies herbáceas nas áreas mais altas, o que refletiu num menor estoque de C na vegetação. Esta mudança da vegetação ao longo do gradiente altitudinal, somada a grande variabilidade dos estoques de COS observada, não permitiram conclusões precisas sobre o efeito da altitude nesse estudo.

A composição ou riqueza de espécies florestais sofre alterações consequentes da variação da altitude, como relataram Oliveira-Filho e Fontes (2000) e Pompeu (2011). Além disso, é frequente a ocorrência de tipos de vegetação contrastantes na mesma altitude, mostrando que a relação entre vegetação e altitude pode não ser tão simples e certamente é

influenciada por outros fatores. Por exemplo, Wilcke et al. (2008) mostraram um decréscimo da biomassa de uma floresta tropical no Equador com o aumento da altitude, provocado pela maior deficiência de nutrientes no solo e uma possível redução da ciclagem da MOS em maiores altitudes.

No estudo de Morais et al. (2013), o efeito da altitude (entre 508 e 758 m) sobre o COS não foi significativo na camada superficial do solo, mas apresentou correlação crescente até a profundidade de 1 m de solos sob cerrado, na região norte de MG. Isoladamente, a altitude ou as variáveis climáticas pouco explicaram as variações dos teores de COS, mas, em conjunto, resultaram em estimativas satisfatórias do COS para aquelas condições edafoclimáticas.

Zimmermann et al. (2010) não observaram efeito significativo da altitude sobre estoque de COS em florestas tropicais de altitude do Parque Nacional Manu, no Peru. Os autores atribuíram a ausência de correlação à ampla variação dos fatores ambientais envolvidos ao longo dos 40 km do transecto amostrado, sobretudo a variação da profundidade do solo. Os diferentes tipos de vegetação amostrados no gradiente altitudinal serviram para realçar diferenças no padrão de distribuição do COS em profundidade, uniforme nas áreas de floresta tropical (altitude de 2.994–3.625 m), com decréscimo linear nas áreas de transição (vegetação arbustiva entre 3.283–3.620 m de altitude) e decréscimo exponencial nas áreas de campo (altitude de 3.348–3.860 m).

Gutiérrez-Girón et al. (2015) observaram que os teores de COS e de N diminuíram ao longo de um gradiente de altitude de 2.100–2.380 m de uma área montanhosa, de vegetação campestre e arbustiva na região central da Espanha, além de notar a correlação positiva entre MOS, biomassa e atividade microbiana.

Mesmo com resultados contrastantes, a estreita relação entre a altitude e fatores ambientais, como a temperatura e pressão atmosférica, radiação solar, umidade, relevo e intemperismo do solo torna razoável o raciocínio de que a altitude possa representar o efeito desses fatores sobre a retenção de COS em uma topossequência (ZIMMERMANN et al., 2010), conforme sugerem os resultados de Dieleman et al. (2013). Porém, é necessário critério e atenção para que o efeito do gradiente de altitude não seja confundido com o efeito de um possível e concomitante gradiente de umidade, levando a conclusões equivocadas, conforme alerta Körner (2007).

A grande variabilidade de condições ambientais que cercam o gradiente de altitude torna difícil a definição de padrões ou tendências locais e, isso deve ser considerado ao se

comparar diferentes estudos (KÖRNER, 2007). As peculiaridades locais e regionais (clima, relevo, vegetação, dentre outros) dificultam a reprodução dessas condições em diferentes ambientes, até mesmo em ambientes controlados, fazendo dos gradientes altitudinais e das topossequências importantes “laboratórios” a céu aberto (ZHU et al., 2010)

2.3 Justificativa

O solo é um dos principais reservatórios de carbono do planeta. A quantidade de COS tem importância aumentada em solos brasileiros, em geral bastante intemperizados e naturalmente pobres em nutrientes. O Estado de Minas Gerais apresenta área considerável com altitudes acima de 900 m, em especial na região Sul do estado, onde as temperaturas são mais baixas e com maior umidade, o que combinado à cobertura florestal nativa, tem potencial para reter e estocar grandes quantidades de COS e N, ainda pouco conhecidas, sobretudo até a profundidade de 1 m. Se a altitude pode promover, portanto, a maior retenção de COS e N e resultar em maiores estoques, o assunto merece ser melhor investigado e entendido, para que predições possam ser feitas e medidas possam ser acertadamente tomadas frente a prováveis mudanças no clima e/ou no uso do solo.

2.4 Objetivo

Este trabalho teve como objetivos: (1) avaliar o efeito da variação em altitude sobre o COS e N em solos de florestas nativas do sul de MG; (2) quantificar os estoques de COS e N até 1 m de profundidade; e (3) correlacionar o COS e N com diferentes atributos do solo na tentativa de testar um hipotético controle altitudinal sobre os estoques de COS e N nessas áreas.

2.5 Hipóteses

A retenção de COS e N nos solos formados a partir do mesmo material de origem e sob o mesmo tipo de vegetação em cada topossequência é controlada pela altitude, no sentido de que os solos situados em maiores altitudes apresentam mais COS e N estocados até 1 m de profundidade, sendo possível descrever e modelar matematicamente o controle exercido pela altitude sobre o COS e N.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Seleção, caracterização dos locais amostrais

Após levantamento prévio em algumas áreas da bacia hidrográfica do Rio Grande, região Sul do estado de Minas Gerais, foram selecionadas duas áreas montanhosas, a primeira na Unidade de Proteção Integral (UPI) da Serra do Papagaio, entre os municípios de Aiuruoca e Baependi, e a segunda na UPI Serra da Boa Esperança, município de Boa Esperança (FIGURA 2).

Como requisitos para a seleção, cada uma das áreas deveria apresentar topossequência com gradiente altitudinal com pelo menos 150 m de variação vertical entre os pontos amostrais ao longo da topossequência, que apresentasse fragmentos conservados de vegetação nativa de mesma fitofisionomia, sobre solos formados a partir do mesmo material de origem, dentro de uma mesma região climática.

Figura 2 – Mapa de localização das áreas amostrais nos municípios Aiuruoca e Boa Esperança na região Sul/Sudoeste do estado de Minas Gerais.



Fonte: Do autor (2017).

3.2 Litologia Granítica-Gnáissica

Os três pontos amostrais selecionados no Parque Estadual da Serra do Papagaio (PESP) estão localizados a cerca de 10 km a sudoeste da cidade de Aiuruoca, seguindo por estrada vicinal até o vale dos Garcias e Retiro dos Pedros (FIGURA 3A). Esta área pertence ao bioma Mata Atlântica e está inserida na Área de Proteção Ambiental (APA) da Serra da Mantiqueira, com importantes remanescentes conservados de floresta ombrófila densa (OLIVEIRA-FILHO; FONTES, 2000), floresta semidecidual, candeais e campos nativos. As florestas mais densas e de maior porte geralmente coincidem com as superfícies côncavas e linhas de drenagem do terreno montanhoso da região. O clima do tipo Cwb, conforme classificação de Köppen, é caracterizado pelas baixas temperaturas, inclusive com registro de temperaturas negativas no inverno e verão subtropical moderadamente quente, com elevada umidade. Ávila (2011) chamou a atenção para a carência de dados hidro-meteorológicos na região da Serra da Mantiqueira. Trata-se da região mais fria do estado de Minas Gerais, com média anual de 16° C. A precipitação média anual oscila entre 1.841 e 2.759 mm, concentrados entre os meses de setembro e março (YANAGI; MELLO, 2011 citados por ÁVILA, 2011).

A altitude no PESP varia entre 1.200 a 2.300 m acima do nível do mar aproximadamente, e os solos amostrados encontram-se a 1.480, 1.710 e 2.050 m ao longo de uma topossequência granítica/gnáissica, doravante denominada apenas por topossequência gnáissica (GNE). De acordo com o Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado de Minas Gerais, esta área apresenta uma baixa taxa de decomposição da matéria orgânica do solo.

As rochas, da era Neoproterozóica, pertencem à megassequência Andrelândia e sequência Serra do Turvo. De acordo com a Carta Geológica da Folha SF.23-Z-A-I - Pouso Alto (TROUW et al., 2003), são encontradas as rochas biotita-xisto e biotita-gnaisses homogêneos ou com bandamentos micáceos, e também biotita-xisto homogêneo que grada a biotita-gnaisse. As principais ordens de solo mapeadas na região são CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico, CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico e ARGISSOLO VERMELHO Distrófico, segundo levantamento feito por Universidade Federal de Viçosa et al., (UFV et al., 2010) (FIGURA 4).

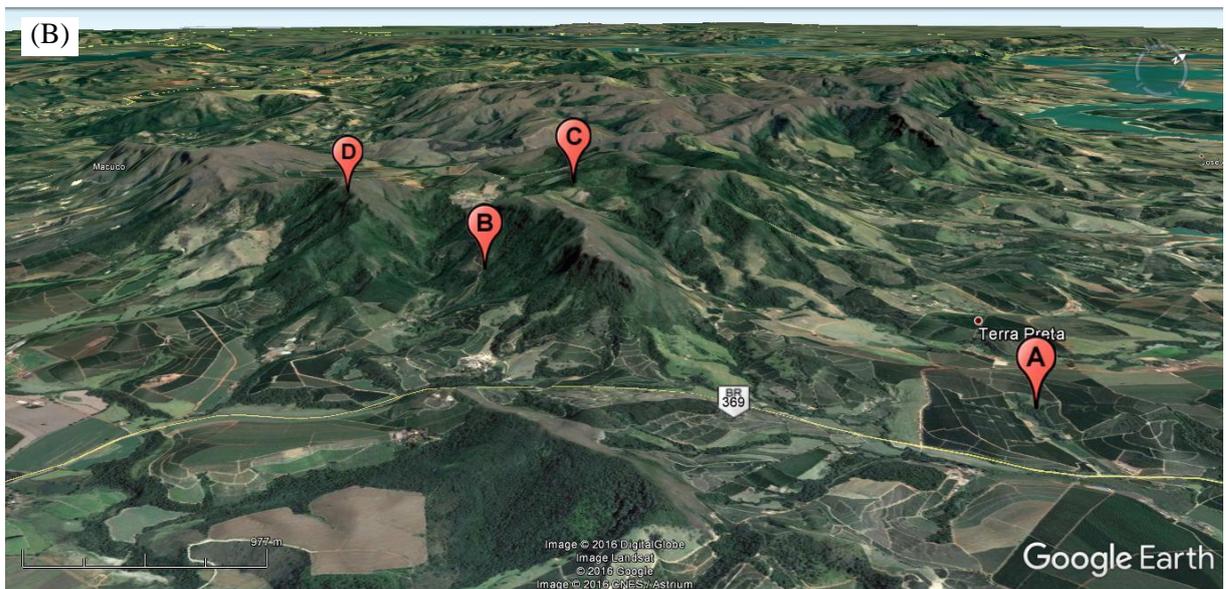
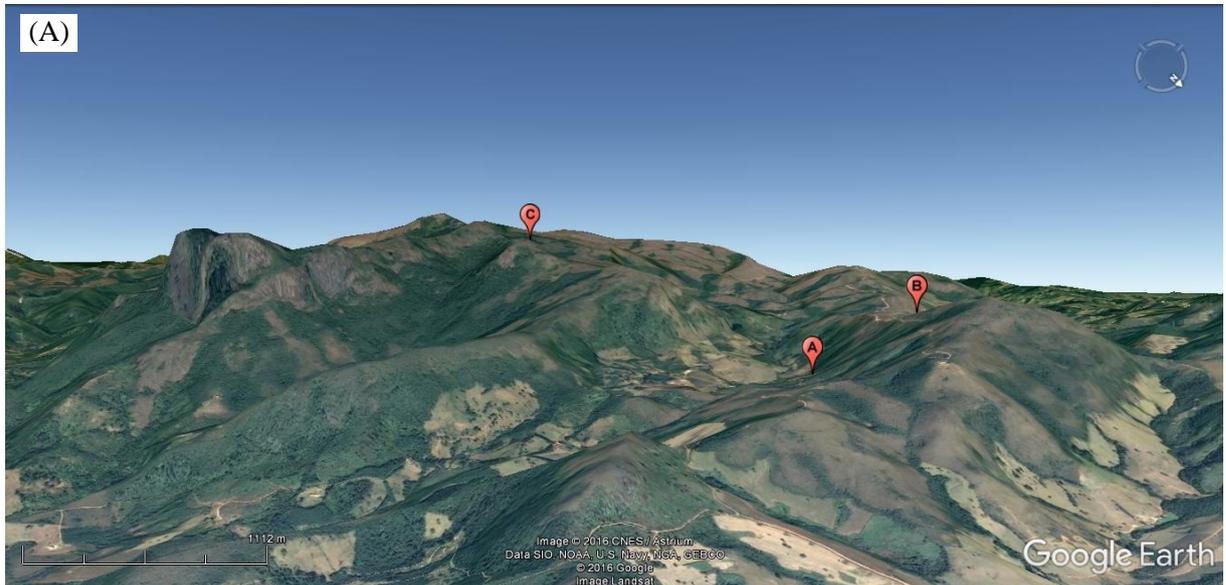
3.3 Litologia Metapelítica

Outros quatro pontos amostrais foram selecionados na Serra da Boa Esperança, a cerca de 15 quilômetros a noroeste do município de Boa Esperança. O acesso se dá pela rodovia BR-369, próximo aos quilômetros 99 e 96 (FIGURA 3B).

A Serra da Boa Esperança também apresenta formações geológicas da era Neoproterozóica, com rochas metapelíticas (rochas silto-argilosas sob metamorfismo) maciças ou laminadas da Formação Samburá, e rochas quartzíticas e metapelíticas da Sequência Serra da Boa Esperança (VALERIANO et al., 2006). As principais ordens de solo mapeadas são CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico, LATOSSOLO VERMELHO Distrófico e ARGISSOLO VERMELHO Distrófico (UFV et al., 2010), conforme a Figura 4.

Esta área, com altitudes entre 775 e 1.392 m, está situada na transição entre os biomas Mata Atlântica e Cerrado, onde são observados fragmentos nativos de floresta estacional semidecídua e inclusões de cerrado e campo, em meio a uma matriz agropastoril, com destaque para a cafeicultura e pecuária. Apesar de estar a apenas 150 km de distância da topossequência gnáissica do PESP, o clima desta região varia para Cwa (Köppen), caracterizado pelas estações bem definidas, verão quente e inverno seco, com período de 4 a 5 meses com pouca chuva. As médias anuais de temperatura e precipitação no período de 2010 a 2015 são de 21,3 °C e 1.140 mm, respectivamente (FUNDAÇÃO PROCAFÉ, 2016). Nesta região, a taxa de decomposição da MOS é classificada como alta, segundo o Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado de Minas Gerais. Foram amostrados três solos localizados sob floresta estacional semidecidual, com altitudes de 800, 975 e 1.240 m, e um solo em área de campo nativo no topo da paisagem, com altitude de 1.300 m (FIGURA 3B), ao longo da topossequência metapelítica (Metap).

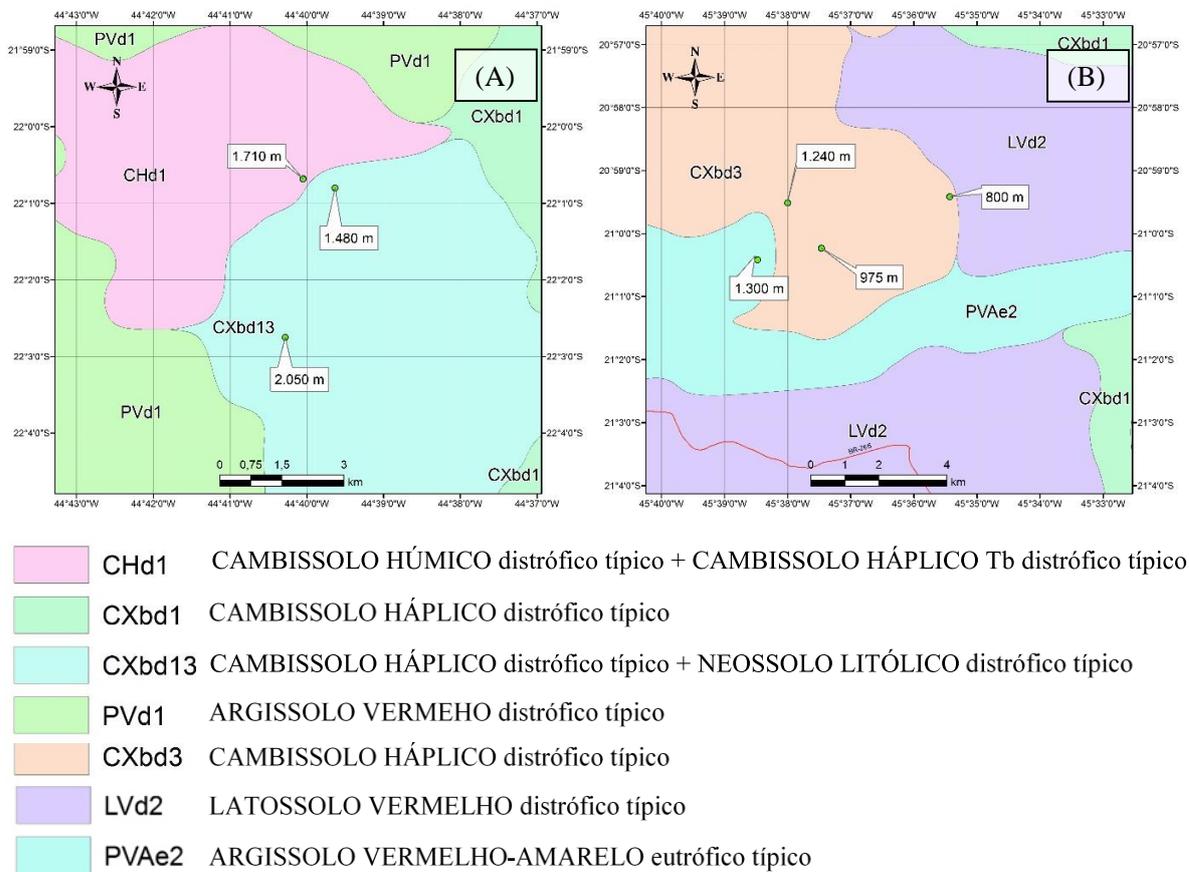
Figura 3 – Pontos amostrais na topossequência gnáissica da Serra do Papagaio entre os municípios de Aiuruoca e Baependi (A) e na topossequência metapelítica da Serra da Boa Esperança, município de Boa Esperança (B).



Nota: Pontos da figura 3A amostrados em áreas de Floresta Ombrófila, numa topossequência Granítica-Gnáissica da Serra do Papagaio, localizada entre os municípios de Aiuruoca e Baependi, no vale dos Garcias, nas altitudes de 1.480 m (A), 1.710 m (B) e no Retiro dos Pedros a 2.050 m (C). Pontos da figura 3B amostrados em áreas de Floresta Estacional Semidecidual, numa topossequência Metapelítica da Serra da Boa Esperança, município de Boa Esperança, nas altitudes de 800 m (A), 975 m (B), 1.240 m (C) e sob campo, a 1.300 m de altitude (D).

Fonte: Google Earth (2017).

Figura 4 – Principais classes de solos das áreas amostrais nas topossequências gnáissica (A) e metapelítica (B).



Fonte: Adaptado de UFV et al. (2010)

3.4 Coleta de amostras

Por se tratar de uma amostragem em um meio contínuo, a definição das unidades amostrais se baseou em subdivisões arbitrárias de estratos verticais (altitude), buscando condição similar para material de origem do solo em cada localidade, sem deixar de lado a viabilidade operacional e os custos da amostragem. Em cada um dos pontos amostrais (diferentes altitudes de cada topossequência) foram alocadas aleatoriamente três repetições, que consistiram de trincheiras ou perfis de solo de 1 m de profundidade, escavados com pá de corte, pá, enxadão e enxada em áreas de declive e drenagem similares.

Antes da coleta das amostras de solo, foi feita a remoção da camada de serrapilheira da superfície e uma das repetições foi selecionada para descrição geral e morfológica, conforme Santos et al. (2005) e classificação pedológica conforme Empresa Brasileira de Pesquisa

Agropecuária (EMBRAPA, 2013). A ordem dos solos e as principais características geográficas de cada local amostral encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1 – Solos e características geográficas dos pontos amostrados nas topossequências gnáissica e metapelítica

Solo (SiBCS)	Código	Altitude (m)	Vegetação	Latitude	Longitude	Declive (°)
Topossequência Gnáissica – Aiuruoca (MG)						
ORGANOSSOLO	GNE 2.050	2.050	Fl. Ombr. ¹	-22°2'45"	-44°40'17"	10
CAMBISSOLO	GNE 1.710	1.710	Fl. Ombr.	-22°0'41"	-44°40'3"	12
CAMBISSOLO	GNE 1.480	1.480	Fl. Ombr.	-22°0'48"	-44°39'38"	20
Topossequência Metapelítica – Boa Esperança (MG)						
CAMBISSOLO	Metap 1.240	1.240	Fl. Semid. ²	-20°59'31"	-45°37'60"	20
CAMBISSOLO	Metap 975	975	Fl. Semid.	-21°0'14"	-45°37'28"	20
CAMBISSOLO	Metap 800	800	Fl. Semid.	-20°59'25"	-45°35'26"	12
CAMBISSOLO	Metap 1.300	1.300	Campo	-21°0'25,18"	-45°38'28.7"	5

¹ Floresta Ombrófila Densa. ² Floresta Estacional Semidecidual.

Fonte: Do autor (2017).

Amostras de solo foram coletadas das paredes das trincheiras, seguindo duas formas distintas de estratificação vertical: em camadas pré-estabelecidas de 0–5, 5–10, 10–20, 20–40, 40–60 e 60–100 cm (3 repetições) e em horizontes pedogenéticos apenas do perfil selecionado para a descrição morfológica de cada altitude.

As amostras indeformadas destinadas à análise de densidade do solo foram coletadas com anéis volumétricos metálicos do tipo Kopecky, que foram inseridos com auxílio de marreta de borracha nos 5 cm finais de cada camada ao longo do perfil, removendo cuidadosamente o volume de solo e as raízes excedentes, com auxílio de uma faca.

As amostras indeformadas para a análise da micromorfologia foram coletadas em caixas de Kubiena de PVC, da camada de 0–10 cm apenas do perfil descrito de cada altitude, com o auxílio de espátula, faca, e embaladas em filme plástico para preservar a estrutura da amostra.

As amostras deformadas de solo passaram por secagem a sombra durante 5 dias e, em seguida foi fracionado por peneiramentos para obtenção dos agregados (fração entre 8 e 4,75 mm de diâmetro) e da terra fina seca ao ar (TFSA), isto é, fração peneirada < 2 mm.

3.5 Análises físicas do solo

A caracterização física do solo foi realizada por meio das análises de densidade do solo, granulometria e estabilidade de agregados em água, com 3 repetições coletadas nas profundidades 0–5 cm a 90–100 cm, conforme descrito a seguir.

3.5.1 Densidade do solo

A densidade do solo (D_s) foi determinada de acordo com Grossman e Reinsch (2002), a partir das amostras coletadas nos 5 cm finais de cada camada, com anéis volumétricos de Kopecky, de volume interno de 78,84 cm³. Estas amostras foram secas em estufa por 24 horas a 105 ° C e então pesadas para a análise gravimétrica, conforme descrito em Pádua, Guerra e Zinn (2015). Os resultados da D_s foram ajustados através de interpolação para que os valores representassem toda a camada e não só os 5 cm amostrados de cada camada.

3.5.2 Análise granulométrica

A granulometria do solo foi determinada através do método da pipeta, adaptado de Gee e Or (2002), após a dispersão de 10 g de TFSA em 10 mL de NaOH (1 mol L⁻¹), e agitação durante 16 horas em agitador rotatório tipo Wagner, a 30 rpm, de acordo com Ruiz (2005). A fração areia (2–0,05 mm) foi separada por peneiramento via úmida em malha de 0,053 mm ao fim da dispersão. As frações silte (0,05–0,002 mm) e argila (< 0,002 mm) foram determinadas com base na massa de argila da alíquota pipetada, de acordo com o tempo de sedimentação gravitacional, que é calculado pela Lei de Stokes, considerando-se o valor da densidade das partículas de 2,65 g cm⁻³.

Uma primeira análise granulométrica foi realizada com amostras sem a remoção prévia da MOS, já que os teores de COS eram desconhecidos na ocasião. A análise granulométrica foi então repetida após a análise do teor de COS, para aquelas amostras que apresentaram teor de MOS > 5%, conforme recomendado pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 2011), porém, passando primeiramente pelo pré-tratamento para a remoção da MOS, baseado em Gee e Bauder (1986), que prevê o uso de doses sucessivas de peróxido de hidrogênio (H₂O₂) e aquecimento em banho-maria. Algumas

adaptações foram necessárias para um maior controle da reação de oxidação e assim evitar perda de amostras durante o pré-tratamento.

O pré-tratamento de remoção da MOS foi realizado com 15 e 20 g de amostras de TFSA, que foram transferidas para erlenmeyers de 500 mL, com adição de 20 mL de água e 3 a 5 doses sucessivas de 5 mL de H₂O₂ a 15% inicialmente, aplicadas ao cessar da reação da dose anterior. Eventuais excessos de espuma durante a reação foram controlados com a adição de algumas gotas de álcool e resfriamento do erlenmeyer em água fria. Após as doses iniciais, as amostras ficaram em repouso por pelo menos 2 h, sendo então aquecidas a 60–70 °C em banho-maria até evaporar o excesso de líquido, mas evitando que secassem. Na sequência, os frascos foram resfriados e as etapas anteriores foram repetidas, porém com doses de H₂O₂ a 30%, aplicadas até que a MOS fosse removida, ou seja, até que não houvesse mais reação (espuma ou borbulha) e se atingisse o clareamento da amostra. As amostras foram então submetidas ao aquecimento a 70 °C em banho-maria por aproximadamente 1 h para remover o H₂O₂ restante.

Após o aquecimento, o conteúdo de cada erlenmeyer foi transferido para frascos plásticos e foram adicionadas algumas gotas de CaCl₂ para que todo sólido em suspensão se precipitasse e permitisse a aspiração do excesso de líquido. Por fim, as amostras foram secas em estufa a (40°C), homogeneizadas e pesadas para a repetição da análise granulométrica descrita.

3.5.3 Estabilidade de agregados em água

A estabilidade dos agregados foi determinada através do peneiramento em água em um equipamento agitador vertical (YODER, 1936), usando agregados de diâmetro entre 8,00 e 4,75 mm, obtidos a partir do destorroamento manual do solo. Porções de aproximadamente 20 g dos agregados das camadas 0–5 cm, 20–40 cm e 90–100 cm, pré-umedecidas gradualmente (durante aproximadamente 10 minutos) com borrifador manual. Na sequência, foram vertidas num conjunto de peneiras de malhas de 2,00; 1,00; 0,50; 0,25 e 0,105 mm, tomando-se o cuidado de evitar bolhas de ar retidas nas malhas, e foram agitadas verticalmente em água durante 15 minutos, num ciclo de 24 oscilações verticais por minuto e 4,5 cm de amplitude. A massa do material retido em cada peneira ao fim do peneiramento foi quantificada após a secagem em estufa (105 ° C, durante 48 horas) e usada para a determinação do diâmetro médio ponderado (DMP), conforme Nimmo e Perkins (2002).

3.6 Análises químicas do solo

A caracterização química do solo foi realizada por meio das análises de fertilidade do solo (amostras coletadas por horizontes), de carbono orgânico e nitrogênio total do solo (amostras coletadas por camadas, nas profundidades 0–5 cm a 90–100 cm) conforme descrito a seguir.

3.6.1 Análise da fertilidade do solo

As análises químicas do solo foram feitas utilizando amostras de TFSA dos horizontes de cada perfil, identificados em campo e descritos nos Apêndices. Foram determinados pH em água e em KCl (1 mol L⁻¹), usando suspensão solo: líquido na proporção de 1:2,5 (EMBRAPA, 2011), após rigorosa calibração e aferição do medidor de pH com padrões pH 4,0 e 7,0 e aferições sistemáticas ao longo das leituras, com o cuidado de proceder as leituras no intervalo de até três horas após o preparo das amostras.

A disponibilidade de fósforo (P), potássio (K), zinco (Zn), cobre (Cu), ferro (Fe) e manganês (Mn) foi determinada com solução extratora de Mehlich-1 (HCl 0,05 mol L⁻¹ + H₂SO₄ 0,0125 mol L⁻¹). A concentração de P foi determinada através de leitura em colorímetro, no comprimento de onda de 660 nm (SILVA, 2009). A concentração de K foi determinada em fotômetro de chama. As concentrações dos micronutrientes Zn, Cu, Fe e Mn foram determinadas em espectrofotômetro de absorção atômica. Cálcio (Ca²⁺), magnésio (Mg²⁺) e alumínio (Al³⁺) trocáveis foram extraídos com solução de KCl (1 mol L⁻¹) e determinados através de leitura em espectrofotômetro de absorção atômica para Ca²⁺ e Mg²⁺ e titulação para o Al³⁺. A acidez potencial (H + Al) foi extraída com solução tampão SMP (pH 7,5) e lida em potenciômetro (QUAGGIO; RAIJ, 2001).

3.6.2 Análise de carbono orgânico e nitrogênio total do solo

Para a análise dos teores de COS e N total, as amostras de TFSA de 0–5 a 90–100 cm de profundidade foram moídas finamente em almofariz de ágata e passadas em peneira de 0,250 mm. Na sequência, as amostras finamente moídas (<0,250 mm) foram homogeneizadas por agitação mecânica em homogeneizador de rolamento, durante 24 h, para só então se

coletar cerca de 10 mg do solo finamente moído e homogeneizado, usados na confecção de pastilhas a serem analisadas.

A concentração de COS foi determinada por meio da combustão seca e a concentração de N total por meio da combustão de Dumas, em equipamento analisador elementar modelo Flash 2000 Elemental Analyzer®. Os teores de COS e N total obtidos foram utilizados para calcular a razão C/N e os estoques para as camadas padronizadas de 0–20, 0–40 e 0–100 cm.

Os estoques de COS e N (Mg ha^{-1}) foram obtidos através da multiplicação dos seus teores (%) pela densidade do solo (Mg m^{-3}) e pela espessura da camada (cm), conforme a Equação 1. Os estoques de cada camada foram somados posteriormente para se obter os estoques de acordo com a camada desejada (0–20, 0–40 e 0–100 cm).

$$COS \text{ ou } N (\text{Mg ha}^{-1}) = COS \text{ ou } N(\%) \times Ds(\text{Mg m}^{-3}) \times \text{espessura (m)} \times 10.000 (\text{m}^2 \text{ ha}^{-1}) \quad (1)$$

3.7 Micromorfologia do solo

Os blocos indeformados coletados na camada superficial do solo (0-10 cm) passaram por lento processo de secagem, sendo 30 dias de secagem ao ar, na sombra, seguidos por três dias em estufa a 40 ° C, dois dias a 60 ° C e um dia a 100 ° C buscando garantir a preservação da estrutura original do solo.

Já secas, as amostras ainda nas caixas de PVC em que foram coletadas, receberam resina epóxi tipo Silaex SQ 2003/3182®, preparada na proporção 1,00A/0,85B, e foram submetidas a vácuo de 560 mm de Hg durante 4 dias em dessecadores acoplados a bomba de vácuo para remoção de bolhas de ar. Em seguida, foram novamente levadas à estufa por 4 horas a 100 ° C e mais 4 horas a 140 ° C para endurecimento e cura da resina aplicada.

Com a resina endurecida e curada, as amostras foram cortadas em serra de disco diamantado, polidas e coladas em lâminas de vidro com resina epóxi Hillquist® na proporção 7A/3B para confeccionar as seções finas. As seções foram então desgastadas e polidas sobre placa planas de vidro, com uso de pós abrasivos de diferentes granulometrias e querosene até atingir a espessura desejada de 30 μm , aferida por meio das cores de interferência definidas pela Carta de Michel-Lévy. Antes de serem coladas, as lâminas de vidro também foram polidas para padronização da espessura e melhoria da qualidade das seções delgadas.

A interpretação das imagens micromorfológicas foi realizada conforme Stoops (2003) com uso de microscópio petrográfico com polarizadores e câmera fotográfica acoplada.

3.8 Análises estatísticas

A fim de se testar o efeito da altitude e também da profundidade sobre as principais propriedades do solo, foram plotados gráficos de dispersão, com posterior ajuste de modelos de regressão para testar a relação entre duas variáveis contínuas. O desempenho dos ajustes foi avaliado por meio dos valores da raiz quadrada do erro quadrático médio (acurácia), e do coeficiente de determinação (R^2), que indica a qualidade dos modelos em explicar a variação dos dados. O nível de significância adotado para o teste F foi de 5%. As análises e elaboração dos gráficos foram realizadas com auxílio dos softwares JMP 5.1 (SAS Inst., Cary, NC), SigmaPlot versão 11.0 (Systat Software Inc.) e Microsoft Excel.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Granulometria do solo

Algumas amostras de solo não apresentaram uma dispersão completa durante a análise granulométrica, fato atribuído a quantidade de MOS presente em algumas amostras, e que pode levar a resultados de textura imprecisos (TAVARES-FILHO; MAGALHÃES, 2008). A MOS possui efeito cimentante, formando microagregados de alta estabilidade, que não se desfazem por completo, mesmo após a dispersão química e mecânica (GROHMANN; RAIJ, 1977), assim como foi observado em algumas amostras de solo deste estudo (FIGURA 5). Isto justificou a realização do pré-tratamento com H_2O_2 para remoção da MOS associado a dispersão química e mecânica para se obter uma dispersão mais eficiente e assim, gerar resultados de textura mais confiáveis.

Figura 5 – Aspecto da fração areia de solo com alto teor de MOS, disperso com $NaOH$ 1 mol L^{-1} e agitação por 16 horas, sem a remoção prévia da MOS.



Fonte: Do autor (2017).

A Tabela 2 traz dois resultados da análise granulométrica, com os teores de areia, silte e argila apresentados primeiramente “Com MOS”, que quer dizer que as amostras passaram por dispersão química (NaOH) e mecânica (agitação lenta por 16 h) e em seguida pelo fracionamento, e também os teores de areia, silte e argila “Sem MOS”, que significa que antes da dispersão química e mecânica, as amostras com teor de MOS > 5% passaram pelo pré-tratamento com H₂O₂ para remover a MOS, conforme recomendado por Embrapa (2011). Os valores omitidos nas colunas “Sem MOS” indicam que os teores de MOS das amostras foram ≤ 5%, e, portanto, as amostras não foram pré-tratadas e nem reanalisadas. Nesses casos, foram considerados os valores da análise granulométrica “Com MOS”. A classificação textural foi baseada nos resultados da análise granulométrica das amostras pré-tratadas com H₂O₂, segundo as classes simplificadas propostas pela Reunião Técnica de Levantamento de Solos (1979).

De forma geral, os perfis da topossequência gnáissica apresentaram textura média, com predomínio da fração areia (49–75%), sem variação com a altitude. Os perfis do organossolo a 2.050 m apresentaram maior teor médio de silte. Também foi notado um maior teor de argila no cambissolo a 1.480 m de altitude, percebido nas profundidades entre 10 e 60 cm após a oxidação da MOS (TABELA 2).

Na topossequência metapelítica, os perfis de cambissolos localizados nas altitudes de 800, 975 e 1.240 m apresentaram textura argilosa, com predomínio da fração argila nos perfis a 800 e 1.240 m. O cambissolo localizado a 975 m apresentou teores semelhantes de silte e argila e superiores ao teor de areia (TABELA 2). Os cambissolos localizados a 975 e 1.240 m apresentaram maiores teores médios de silte comparados ao teor observado no cambissolo a 800 m. Por outro lado, notou-se o aumento do teor médio de argila no cambissolo localizado a 800 m.

O cambissolo localizado a 1.300 m apresentou granulometria distinta dos demais solos da topossequência metapelítica, classificado como de textura média, com predomínio da fração areia na camada de 0–20 cm de profundidade, alternando para predomínio da fração silte a partir de 40 cm (TABELA 2).

Tabela 2 – Teores médios de areia, silte e argila (%) pelo método da pipeta antes e após a oxidação da MOS das amostras

Solo e litologia	Amostras (Altitude, Profund.)	Textura do solo						Classe textural SBCS ²
		Com MOS			Sem MOS			
		Areia %	Silte %	Argila %	Areia %	Silte %	Argila %	
Topossequência Gnáissica								
Cambissolo	1.480 m, 0–5 ¹	63	8	29	70	8	22	Média
GNE	1.480 m, 5–10 ¹	62	7	31	65	10	25	Média
	1.480 m, 10–20 ¹	57	9	33	60	11	29	Média
	1.480 m, 20–40 ¹	60	7	33	62	8	29	Média
	1.480 m, 40–60	63	6	31				Média
	1.480 m, 60–100	63	7	30				Média
Cambissolo	1.710 m, 0–5 ¹	57	12	31	67	10	23	Média
GNE	1.710 m, 5–10 ¹	60	7	33	67	9	24	Média
	1.710 m, 10–20 ¹	58	9	33	66	10	24	Média
	1.710 m, 20–40 ¹	59	8	33	64	11	25	Média
	1.710 m, 40–60	63	7	30				Média
	1.710 m, 60–100	75	9	16				Média
Organossolo	2.050 m, 0–5 ¹	31	50	20	52	25	23	Média
GNE	2.050 m, 5–10 ¹	41	33	26	49	26	25	Média
	2.050 m, 10–20 ¹	47	28	25	53	24	23	Média
	2.050 m, 20–40 ¹	51	26	24	57	20	23	Média
	2040 m, 40–60 ¹	48	27	25	50	23	27	Média
	2.050 m, 60–100 ¹	52	23	24	53	22	25	Média
Topossequência Metapelítica								
Cambissolo	800 m, 0–5 ¹	17	22	61	18	25	57	Argilosa
Metap.	800 m, 5–10 ¹	15	22	63	16	24	60	Argilosa
	800 m, 10–20	16	27	57				Argilosa
	800 m, 20–40	16	28	56				Argilosa
	800 m, 40–60	15	25	60				Muito argilosa
	800 m, 60–100	17	27	56				Argilosa
Cambissolo	975 m, 0–5 ¹	14	41	45	13	45	42	Argilosa
Metap.	975 m, 5–10 ¹	14	42	44	14	44	42	Argilosa
	975 m, 10–20 ¹	15	43	42	15	44	41	Argilosa
	975 m, 20–40	11	45	44				Argilosa
	975 m, 40–60	11	42	47				Argilosa
	975 m, 60–100	11	47	42				Argilosa
Cambissolo	1.240 m, 0–5 ¹	18	36	47	16	39	45	Argilosa
Metap.	1.240 m, 5–10 ¹	15	36	48	15	41	44	Argilosa
	1.240 m, 10–20 ¹	16	38	46	15	39	46	Argilosa
	1.240 m, 20–40 ¹	17	40	43	16	39	45	Argilosa
	1.240 m, 40–60	16	41	43				Argilosa
	1.240 m, 60–100	12	52	36				Argilosa
Cambissolo	1.300 m, 0–5	40	37	23				Média
Quartzito.	1.300 m, 5–10	44	36	20				Média
	1.300 m, 10–20	42	39	18				Média
	1.300 m, 20–40	41	42	17				Média
	1.300 m, 40–60	39	42	18				Média
	1.300 m, 60–100	33	51	16				Média

¹Amostras com MOS>5% que passaram por pré-tratamento para oxidação da MOS com H₂O₂.

²Sistema de classificação textural simplificado, de acordo com Reunião... (1979).

Fonte: Do autor (2017).

De acordo com Brady (2013), a textura do solo sofre pouca alteração ao longo do tempo pedogenético, além de ter uma íntima ligação com a rocha de origem do solo. A granulometria contrastante observada no cambissolo a 1.300 m, somada a outras evidências locais, como a vegetação nativa campestre, os perfis menos desenvolvidos e rasos (ver APÊNDICE G), indicam uma provável descontinuidade litológica do material metapelítico, variando para rochas de granulometria mais grosseira, possivelmente quartzito, conforme descrito em Valeriano et al. (2006). Solos derivados de rochas graníticas e psamíticas, que são as mais ricas em quartzo, tendem a ser mais arenosos, já que o quartzo é bastante resistente a ação do intemperismo quando presente nas frações mais grosseiras (BRADY, 2013).

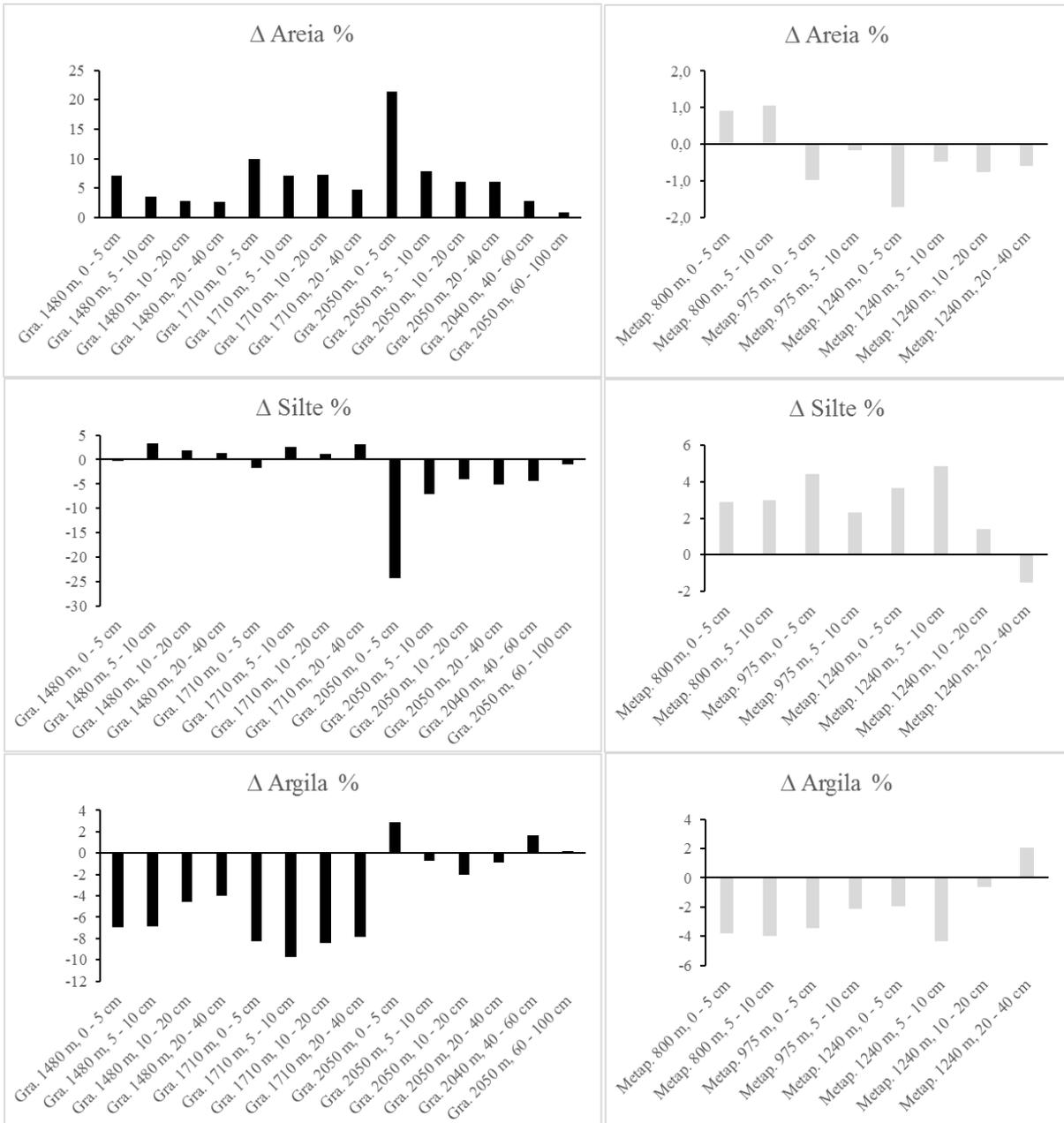
As imagens micromorfológicas e as fotos da fração areia contidas nos Apêndices A, B, C e G demonstram a abundância de partículas minerais grosseiras, principalmente de quartzo maiores que 1 mm de diâmetro, que exemplificam a textura média das amostras da topossequência gnáissica e do cambissolo a 1.300 m da topossequência metapelítica.

Essas imagens contrastam com aquelas apresentadas nos Apêndices D, E e F, referentes a micromorfologia dos solos coletados nas altitudes 1.240, 975 e 800 m da topossequência metapelítica, que mostram grãos de quartzo de menor tamanho e menos abundantes, em meio a uma matriz de textura mais fina, com trama birrefringente cristalítica micácea a salpicada formada pelas frações argila e silte. A fração areia apresenta-se mais heterogênea em mineralogia, indicando processos de sedimentação na formação do protólito rochoso.

A análise dos resultados da granulometria do solo antes e após a remoção da MOS permitiu observar que, de forma geral, as amostras da topossequência gnáissica apresentaram maiores teores de areia após o pré-tratamento (FIGURA 6 e TABELA 2). A princípio, pensou-se que a remoção da MOS levaria a redução dos teores de areia e aumento dos teores de argila devido à dispersão mais eficiente de pseudo-areia e pseudo-silte formados pela ação da MOS (DONAGEMMA et al., 2003; TAVARES-FILHO; MAGALHÃES, 2008). Entretanto, a remoção prévia da MOS das amostras de solo resultou em maiores teores de areia nos solos pré-tratados. Este efeito foi observado principalmente da topossequência gnáissica, pronunciadamente nos solos das camadas superficiais e das maiores altitudes, onde há maior acúmulo de MOS. Além disso, o solo coletado a 2.050 m apresentou redução do teor de silte e os solos pré-tratados coletados a 1.480 e 1.710 m apresentaram redução do teor de argila. O pré-tratamento dos solos da topossequência metapelítica com MOS > 5% resultou

em redução no teor de argila e aumento no teor de silte quando comparados aos resultados dos mesmos solos sem o pré-tratamento (FIGURA 6 e TABELA 2).

Figura 6 – Alterações na textura do solo após oxidação da MOS com H₂O₂ das amostras da topossequência gnáissica (preto) e metapelítica (cinza).



Barras abaixo do eixo x indicam perdas de MOS na fração areia, silte ou argila. Barras acima do eixo x na fração areia indicam enriquecimento relativo e não um aumento real na percentagem da referida fração após a oxidação da MOS.

Fonte: Do autor (2017).

Tomando como exemplo o resultado da amostra do cambissolo GNE 1.710 m, 5–10 cm da Tabela 2, que apresentou 67% de areia, 9% de silte e 24% de argila após remoção da MOS, aproximadamente 14% de MOS (ver item 4.3) e uma massa de solo de 10 g, usada na análise granulométrica, tem-se:

$$10 \text{ g} - (\approx 14\% \text{ MOS}) = 8,60 \text{ g solo mineral}$$

$$67\% \text{ de areia em } 8,60 \text{ g} = 5,76 \text{ g } (\div 10 \text{ g} \times 100 = 58\% \text{ de areia no solo não tratado})$$

$$9\% \text{ de silte em } 8,60 \text{ g} = 0,77 \text{ g } (\div 10 \text{ g} \times 100 = 8\% \text{ de silte no solo não tratado})$$

$$24\% \text{ de argila em } 8,60 \text{ g} = 2,06 \text{ g } (\div 10 \text{ g} \times 100 = 21\% \text{ de argila no solo não tratado})$$

$$58\% \text{ Areia} + 8\% \text{ Silte} + 21\% \text{ Argila} = 87\% \text{ frações minerais}$$

$$100\% - 87\% = 13\% \text{ MOS removidos com pré - tratamento}$$

Conforme o exemplo matemático, foram obtidos 5,76 g de areia da amostra de solo após a remoção da MOS. Esta massa de areia representa 58% da massa inicial de solo (10 g) usada na análise granulométrica. Esse valor é semelhante ao obtido antes de remover a MOS (60%). Pelo cálculo, fica claro que não houve um aumento real do teor de areia nas amostras da topossequência gnáissica, mas sim um enriquecimento relativo da fração areia, já que a massa total da amostra foi reduzida com a oxidação da MOS.

A redução nos teores de argila nos cambissolos localizados a 1.710 e a 1.480 m de altitude da topossequência gnáissica foi atribuída à perda da MOS após o tratamento com H_2O_2 , o que indica que majoritariamente a MOS foi quantificada como fração argila na análise granulométrica sem remoção da MOS. No organossolo da altitude de 2.050 m, a diminuição nos valores de silte após remover a MOS indicou que a MOS se encontra principalmente no tamanho silte. A redução de até 10% no teor de argila e de até 24% no teor de silte após de remoção da MOS (FIGURA 6) indicam haver condições favoráveis a preservação da MOS nas altitudes a partir de 1.710 m na topossequência gnáissica, principalmente a 2.050 m, onde a MOS encontrava-se em maior tamanho.

Os trabalhos de Cogo (2012), Fialho (2012), Andrade (2014), Araujo (2014), todos na região Sul de Minas Gerais, em altitudes superiores a 800 m, demonstraram que cerca de 80% do COS encontra-se nas frações silte e/ou argila ($< 0,05 \text{ mm}$), coerente com o raciocínio matemático realizado e que justifica a diminuição dos teores de argila após oxidar a MOS. O

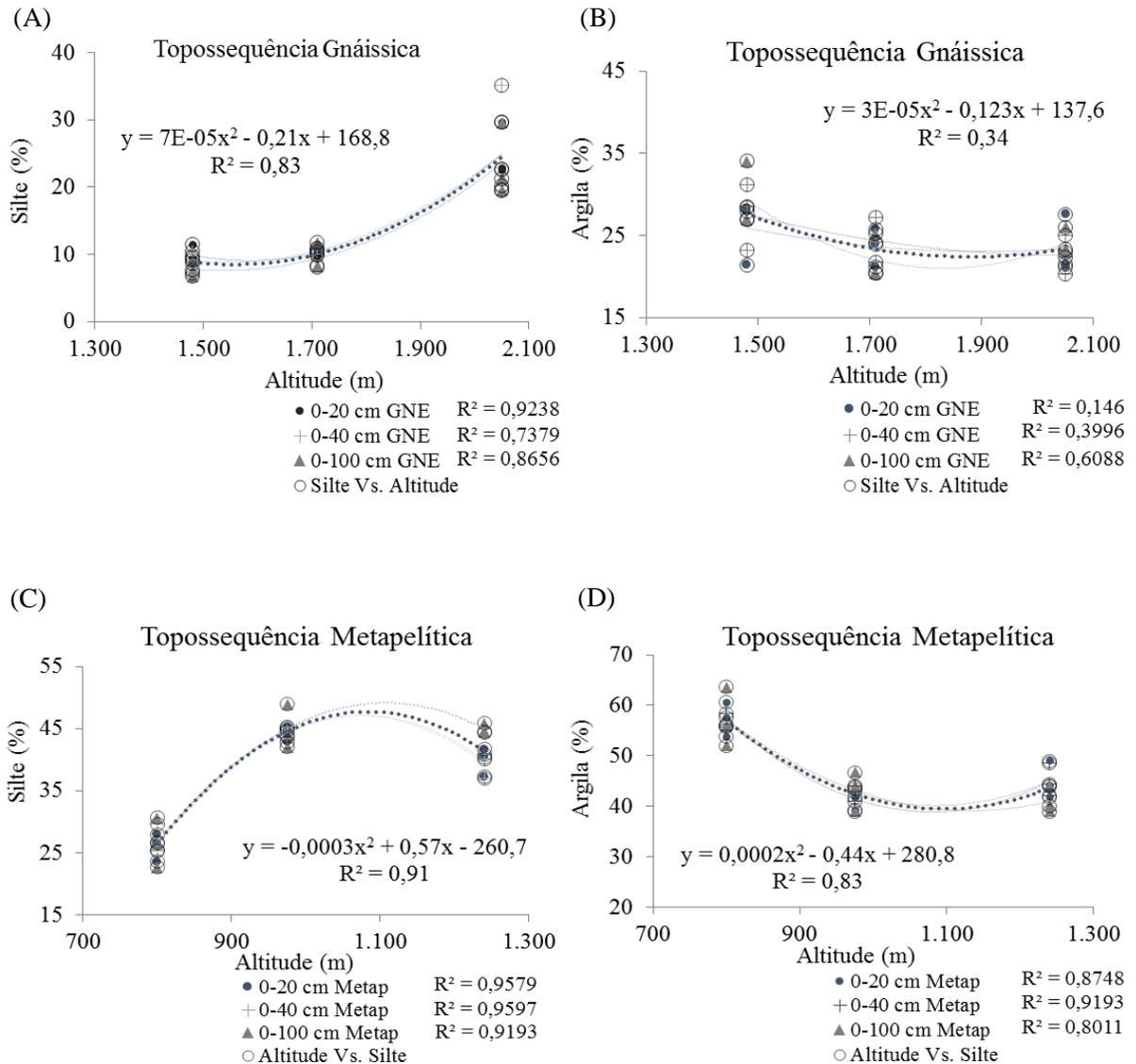
aumento da fração areia observado nas amostras da topossequência gnáissica se deu em razão de um enriquecimento relativo da fração areia na massa de solo após a oxidação da MOS.

A relação entre a altitude e a granulometria dos solos da topossequência gnáissica mostrou que, à medida que se aumentou a altitude, houve um aumento exponencial nos teores médios de silte (0–20, 0–40 e 0–100 cm), que foi mais pronunciado a partir de 1.710 m (FIGURA 7A), e uma redução dos teores médios de argila do cambissolo a 1.480 m para o cambissolo a 1.710 m (FIGURA 7B). Resultados semelhantes foram observados por Martins, Sousa Neto e Piccolo (2015), em solos de floresta tropical densa do Parque Estadual da Serra do Mar-SP, sob material de origem granítico/gnáissico, com altitudes entre 46 e 1.066 m, com relação positiva entre teor de silte e altitude e ausência de tendências na variação das frações argila e areia com a variação altitudinal.

A relação entre teor de silte e altitude não foi a mesma para os cambissolos da topossequência metapelítica (FIGURA 7C). O cambissolo a 800 m mostrou-se mais intemperizado, com pouco silte, composto provavelmente por massa latossólica sobre o horizonte gleizado. Foi notado um incremento no teor de silte do cambissolo a 800 m para o cambissolo a 975 m. A relação entre argila e altitude na topossequência metapelítica (FIGURA 7D) também não mostrou uma nítida tendência, apesar do elevado coeficiente de determinação ($R^2 = 0,83$), com destaque apenas para o maior teor de argila do cambissolo localizado a 800 m, assim como foi observado para o cambissolo à 1.480 m, a menor altitude amostrada da topossequência gnáissica.

De acordo com Ferreira (2010), os solos com elevada proporção de silte são consensualmente interpretados como solos mais jovens, menos intemperizados devido à instabilidade dos minerais, incluindo o quartzo, nessa fração de tamanho. Os resultados observados na Figura 7 apontam para a influência do relevo no grau de intemperismo do solo, demonstrado por meio da maior pedoplasmação (gênese de argila) ou intemperismo mais intenso, nas áreas mais baixas, independentemente do material de origem, e também pelos maiores teores de silte nos solos das maiores altitudes de cada uma das topossequências, observados a 2.050 m na topossequência gnáissica e a partir de 975 m na metapelítica. A fração silte foi a que apresentou maior variação com a altitude das topossequências. Andrade (2014) observou que, em altitudes entre 1.064–1.235 m, as mudanças foram mais expressivas na fração argila, com menores teores nas posições mais altas do terreno.

Figura 7 – Variação do teor de silte e argila em relação a altitude dos solos das topossequências gnáissicas (A, B) e metapelítica (C, D).



A equação se refere ao teor médio da fração silte ou argila para todo o perfil.

Fonte: Do autor (2017).

As relações entre teor de silte e altitude foram razoavelmente boas, porém com diferentes comportamentos entre as duas topossequências. Na topossequência gnáissica, o aumento mais acentuado do teor de silte do solo a 2.050 m refletiu o efeito do microclima mais frio daquela posição da paisagem e o intemperismo menos intenso do que nas demais altitudes. Já na topossequência metapelítica, os solos apresentaram maiores teores de silte na encosta, posição intermediária da topossequência sob efeito da posição topográfica e da influência do material de origem com granulometria mais fina.

4.2 Densidade do solo

Foi observada uma tendência de redução da Ds com o aumento da altitude para os solos da topossequência gnáissica, na camada de 0–30 cm (FIGURA 8A), com destaque para os baixos valores de Ds do organossolo localizado 2.050 m, entre 0,35 e 0,83 Mg m⁻³, claramente relacionados ao seus altos teores de COS. Essa tendência foi evidenciada pela micromorfologia destes solos, que mostrou alta macroporosidade, matriz do solo de coloração cada vez mais escura proporcionada pelo aumento do teor de COS com o aumento da altitude e nítida ação dos macrorganismos no solo de todas as altitudes da topossequência gnáissica (APÊNDICES A, B e C).

A Ds também variou com a profundidade, com menores densidades nos primeiros 10 cm dos perfis, e dois diferentes comportamentos a partir de 30 cm: um pronunciado aumento linear da Ds localizados a 1.480 e 1.710 m, enquanto a Ds permaneceu quase constante no organossolo a 2.050 m.

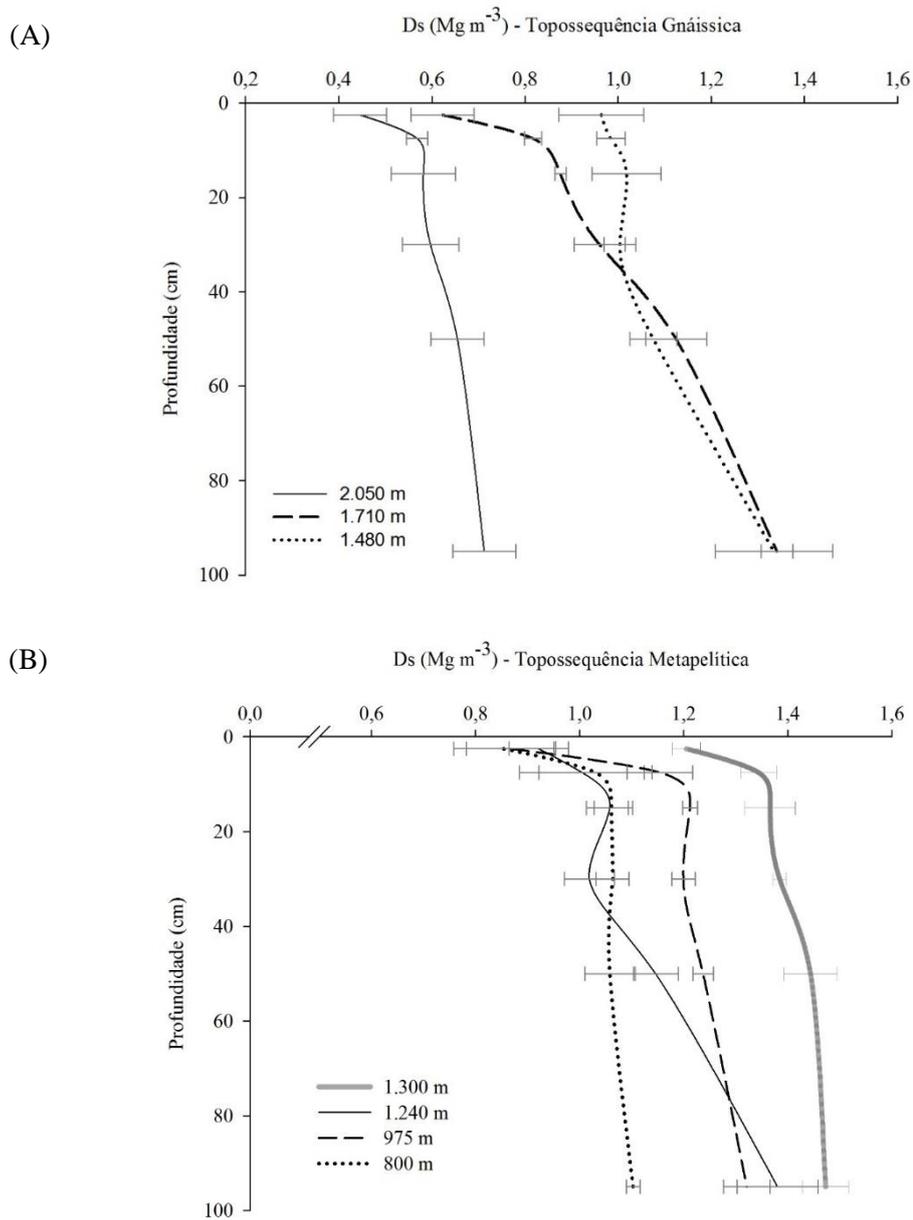
Na topossequência metapelítica, a tendência de redução da Ds com aumento da altitude foi notada na camada entre 10 e 50 cm entre os cambissolos localizados nas altitudes de 975 e 1.240 m (FIGURA 8B). As menores Ds foram observadas tanto no solo a 800 m quanto a 1.240 m, demonstrando que o efeito do maior teor de argila com e da estrutura bem desenvolvida, além do maior teor de COS do solo a 1.240 m.

Os menores valores de Ds em superfície, de modo geral, são explicados pelos maiores teores de COS das camadas superficiais e pela bioturbação, isto é, a mistura do material orgânico e mineral do solo realizada pela biota do solo ao longo do perfil. Na camada superficial (0–5 cm), sob maior influência da deposição da MOS e também da bioturbação, não se percebeu diferença na Ds das altitudes de 800, 975 e 1.240 m. O cambissolo localizado a 1.300 m apresentou os mais altos valores de Ds, entre 1,17 e 1,54 Mg m⁻³, e também os maiores teores de areia e menores teores de argila da topossequência metapelítica (TABELA 2). A partir de 30 cm de profundidade, o cambissolo localizado a 1.240 m apresentou um aumento linear da Ds, enquanto que nos solos das demais altitudes, o aumento foi discreto.

A camada superficial do solo sofre forte influência da bioturbação, que promove alta macroporosidade, com canais, poros de empilhamento, resultando assim em baixa Ds (PÁDUA; GUERRA; ZINN, 2015). As imagens micromorfológicas do cambissolo localizado a 1.240 m mostraram uma microestrutura com alta porosidade e poros contínuos (APÊNDICE D), enquanto o cambissolo localizado a 1.300 m, com os maiores valores de Ds, mostrou uma

aparente estrutura maciça, com poucos poros cavitários e pouco contínuos, sem sinais de ação da fauna do solo (APÊNDICE G).

Figura 8 – Densidade média do solo em profundidade em diferentes altitudes das topossequências (A) gnáissica e (B) metapelítica.



As barras horizontais representam o erro padrão da média.

Fonte: Do autor (2017).

Ainda, solos com maiores teores de silte tendem a apresentar Ds mais elevada, pois o reduzido tamanho das partículas no tamanho silte permite que se acomodem entre os poros do solo e promovam o adensamento, o que é típico de solos menos desenvolvidos ou intemperizados. Como resultado, a Ds aumenta linearmente em profundidade, assim como observado nas altitudes 1.480 e 1.710 m da topossequência gnáissica e a 1.240 m da topossequência metapelítica.

Andrade (2014) também observou aumentos lineares da Ds em perfis de neossolo e cambissolo, a 1.235 m de altitude, na região de Lavras, onde houve o predomínio da fração silte, o que foi interpretado como evidência de baixo grau de intemperismo e formação de solo. Tais padrões discordam do padrão característico dos argissolos e cambissolos de altitudes < 1.000 m da região Sul de MG, observado por Pádua, Guerra e Zinn (2015), que demonstrou apenas pequeno ou nenhum aumento na Ds abaixo de 20 cm, sugerindo alto grau de desenvolvimento do solo.

Apesar dos maiores teores de silte do organossolo localizado a 2.050 m na topossequência gnáissica (20–26%), as Ds médias do perfil foram as menores (0,45–0,71 Mg m⁻³), consequência da baixa densidade da MOS, acumulada em altas concentrações no profundo horizonte orgânico identificado a 2.050 m (APÊNDICE A). Vários estudos, como o realizado por Pádua, Guerra e Zinn (2015), têm mostrado que a Ds, uma propriedade trabalhosa de se obter abaixo da superfície, apresenta forte correlação com a textura e o teor de COS, podendo inclusive ser estimada matematicamente, embora não seja claro se isso seria possível em áreas de altitudes elevadas como as do presente estudo.

4.3 Estabilidade de agregados em água

Os solos da topossequência gnáissica apresentaram agregados com estabilidade em água constante ao longo dos perfis, com valores médios de DMP variando de 4,57 a 4,96 mm (FIGURA 9A). As amostras da camada de 90-100 cm do cambissolo localizado a 1.710 m não foram suficientes para a análise, embora apresentassem estrutura semelhante às camadas subjacentes. A homogeneidade dos perfis do organossolo a 2.050 m (APÊNDICE A) foi coerente com os valores constantes de DMP e Ds.

Os cambissolos da topossequência metapelítica apresentaram agregados com valores médios de DMP entre 2,94 e 4,92 mm ao longo do perfil (FIGURA 9B). Foi observada tendência de redução da estabilidade dos agregados em maiores profundidades nos

cambissolos a 975 e 1.240 m de altitude, indicando um possível efeito da altitude abaixo de 40 cm na topossequência metapelítica. Este resultado coincide com o decréscimo do teor médio de argila e acréscimo do teor médio de silte dos solos nas maiores altitudes (TABELA 2) e também com o decréscimo dos teores de COS no perfil (FIGURA 10).

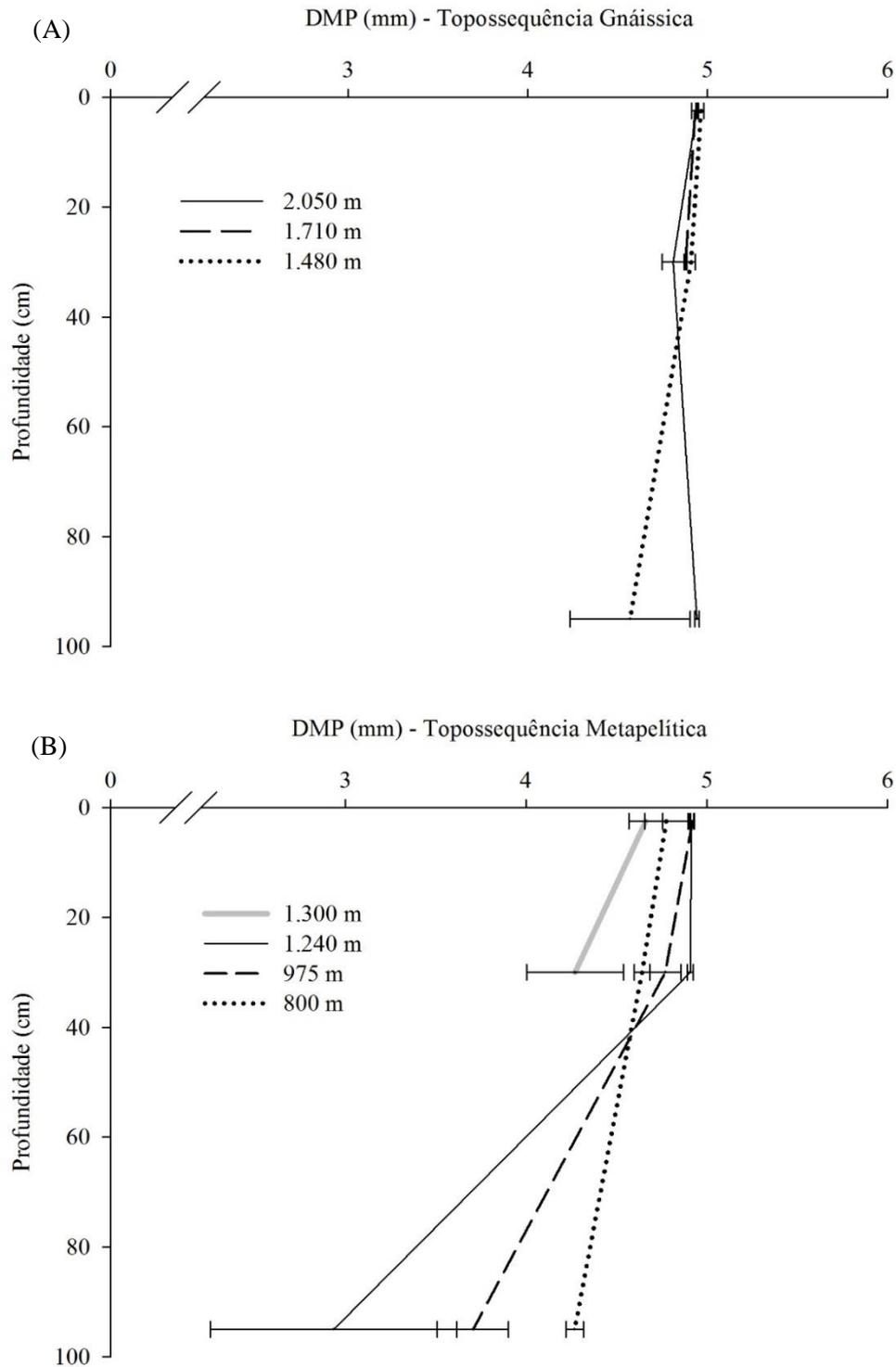
O cambissolo localizado a 1.300 m apresentou estrutura maciça a partir de 60 cm de profundidade, característica típica de horizonte C ou saprólito, conforme descrição de campo do cambissolo localizado a 1.300 m (APÊNDICE G), e portanto, não foi possível se obter agregados para a análise deste solo subsuperfície.

Os valores de DMP foram altos, indicando boa estabilidade estrutural do solo. A altitude não interferiu no DMP dos agregados dos solos derivados de rocha granítica. Mas o DMP dos agregados de solo da topossequência metapelítica, da camada de 90–100 cm, se reduziu com o aumento da altitude (FIGURA 9B).

Fialho (2012) observou valores semelhantes de DMP em argissolos sob floresta ombrófila a 1.350 m de altitude, próximo a Camanducaia-MG. O autor observou ainda que áreas próximas, cultivadas com diferentes espécies florestais, também apresentaram valores semelhantes de DMP.

Os valores de DMP observados nos solos de ambas topossequências, que tem texturas contrastantes, indicam que a estrutura dos solos pode estar mais fortemente correlacionada ao teor de COS do que ao teor de argila do solo, assim como observado por Li et al. (2016), e por isso, suas estruturas podem ser mais instáveis a uma mudança na temperatura atmosférica.

Figura 9 – Diâmetro médio ponderado dos agregados estáveis em água em diferentes altitudes e profundidades nas topossequências (A) gnáissica e (B) metapelítica.



As barras horizontais representam o erro padrão da média.

Fonte: Do autor (2017).

4.4 Fertilidade do solo

Os valores observados na análise química do solo dos horizontes foram classificados de acordo as classes e níveis propostos por Alvarez V. et al. (1999) para os solos de MG. Os solos das topossequências gnáissica e metapelítica foram, em geral, de elevada acidez e baixa fertilidade natural, visto que os valores de acidez ativa (pH em água), soma de bases (SB), capacidade de troca de cátions (t) e saturação por bases (V) foram considerados médios a muito baixos (ou muito elevada para o caso da acidez) (TABELA 3). As concentrações de Ca^{2+} , Mg^{2+} e a soma de bases (SB) foram: $\leq 0,40 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$; $\leq 0,15 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$; $\leq 0,60 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$ respectivamente, consideradas muito baixas, exceto para os solos dos horizontes superficiais localizados a 2.050 m (topossequência gnáissica), 800 m e 1.240 m (topossequência metapelítica) com teores um pouco melhores.

A CTC efetiva (t) variou de média a muito baixa, com valores semelhantes para os solos das topossequências gnáissica e metapelítica, entre 4,1 a 0,5 $\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$ e 4,2 a 0,5 $\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$ respectivamente, e decrescentes com a profundidade. Já a CTC potencial (T) foi alta nos horizontes superficiais, particularmente dos solos da topossequência gnáissica. Estes valores demonstram a importância da MOS, fonte de cargas negativas, mas dependentes do pH. Essas cargas assumem papel essencial para aumentar a fertilidade dos solos tropicais e subtropicais, que, em geral são naturalmente abundantes em argilominerais 1:1 e óxidos de ferro e alumínio, que tem baixa capacidade de reter cátions.

A saturação por bases não foi maior que 28%. A acidez trocável (Al^{3+}), com valores entre 0,3 e 2,4 $\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$, foi moderada a muito alta, com uma menor variação na topossequência metapelítica. A saturação por alumínio foi predominantemente maior que 50% e chegou a atingir 90%, valores considerados altos a muito altos (ALVAREZ V. et al., 1999). A exceção foi para horizontes superficiais da topossequência metapelítica. Os valores de V, Al^{3+} e m observados são próprios de solos distróficos com caráter álico, segundo Resende et al. (2007).

A acidez ativa (pH em água) foi de média a muito elevada, ou pH baixo a muito baixo, de acordo com Alvarez V. et al. (1999). Os solos da topossequência gnáissica apresentaram acidez ativa entre $4,1 \leq \text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} \leq 5,3$, ligeiramente mais ácidos que aqueles da topossequência metapelítica ($4,7 \leq \text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} \leq 5,3$), e apresentaram valores relativamente menores em superfície e constantes à medida que se aprofundaram nos perfis. A maior acidez ativa em superfície é

atribuída à maior concentração da MOS que, ao ser decomposta, produz ácidos orgânicos que acidificam o solo (LEPSCH, 2011).

Tabela 3 – Análise química do solo de cada horizonte nas diferentes altitudes das topossequências gnáissica e metapelítica

Amostra	Hor	Prof cm	pH		Δ pH	Al ³⁺	H+Al	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	SB	t	T	V	m	P	Fe	Mn
			H ₂ O	KCl														
Topossequência Gnáissica																		
GNE 1.480	A	0-16	4,4	3,7	-0,7	1,3	15,0	0,11	0,12	0,18	0,4	1,7	15,4	2,7	76,0	3,64	155	2,8
GNE 1.480	BA	16-57	5,1	4,2	-0,9	0,6	10,5	0,10	0,09	0,06	0,3	0,9	10,8	2,3	70,6	0,53	86	6,5
GNE 1.480	Bi	57-78	5,1	4,2	-0,8	0,4	5,3	0,08	0,04	0,02	0,1	0,5	5,5	2,6	74,1	0,36	75	6,0
GNE 1.480	C	78-100+	5,1	4,2	-0,9	0,3	3,7	0,10	0,05	0,02	0,2	0,5	3,9	4,4	63,8	0,14	58	4,4
Topossequência Metapelítica																		
GNE 1.710	O	0-15	4,1	3,3	-0,7	2,1	33,0	0,13	0,18	0,23	0,5	2,6	33,6	1,6	79,6	7,22	293	1,8
GNE 1.710	A	15-60	4,8	3,9	-0,9	1,3	13,3	0,08	0,07	0,06	0,2	1,5	13,5	1,6	86,1	2,47	220	1,0
GNE 1.710	Bi	60-100+	5,3	4,2	-1,1	0,4	3,6	0,13	0,07	0,02	0,2	0,6	3,8	5,8	64,5	1,50	386	4,2
GNE 2.050	O1	0-5	4,4	3,5	-0,9	2,4	31,6	0,80	0,50	0,37	1,7	4,1	33,2	5,0	59,0	15,36	209	15,8
GNE 2.050	O2	5-100+	5,0	4,0	-1,1	1,5	14,2	0,15	0,11	0,09	0,4	1,9	14,5	2,4	81,1	3,86	58	2,5
Topossequência Metapelítica																		
Metap. 800	A	0-14	4,9	3,6	-1,3	1,1	14,7	1,04	1,00	0,48	2,5	3,6	17,2	14,7	30,4	6,24	86	35,7
Metap. 800	Bi+C	14-85	4,9	3,7	-1,3	1,4	9,9	0,10	0,05	0,12	0,3	1,7	10,2	2,6	83,8	1,27	52	9,1
Metap. 975	A	0-30	4,7	3,7	-1,0	1,5	8,5	0,18	0,08	0,16	0,4	1,9	8,9	4,7	78,1	2,90	158	37,9
Metap. 975	AB	30-40	4,8	3,8	-1,0	1,4	7,5	0,09	0,10	0,12	0,3	1,7	7,8	4,0	81,9	1,76	123	30,2
Metap. 975	Bi	40-85	4,8	3,7	-1,1	1,4	7,1	0,09	0,01	0,08	0,2	1,6	7,2	2,5	88,6	1,76	117	13,7
Metap. 975	BC	85-100+	4,8	3,7	-1,1	1,4	8,1	0,05	0,04	0,05	0,1	1,5	8,2	1,7	90,9	0,53	62	4,2
Metap. 1.240	A	0-16	5,0	4,0	-1,1	0,5	9,6	2,32	0,98	0,44	3,7	4,2	13,4	28,0	11,8	7,15	86	129,0
Metap. 1.240	BA	16-40	5,0	3,9	-1,1	0,8	10,4	0,53	0,27	0,25	1,1	1,9	11,4	9,2	43,2	4,21	105	60,7
Metap. 1.240	Bi	40-85	5,1	4,0	-1,1	0,7	7,1	0,14	0,06	0,11	0,3	1,0	7,4	4,2	69,3	1,44	159	27,6
Metap. 1.240	C	85-100+	5,1	4,0	-1,0	0,6	3,7	0,13	0,04	0,04	0,2	0,8	3,9	5,3	74,1	0,44	145	9,7
Metap. 1.300	A	0-10	5,1	3,9	-1,2	0,6	4,8	0,39	0,12	0,17	0,7	1,3	5,5	12,5	46,9	4,15	151	4,2
Metap. 1.300	Bi	10-27	4,9	3,9	-1,0	0,5	3,0	0,13	0,10	0,06	0,3	0,8	3,3	8,6	63,3	1,27	273	0,6
Metap. 1.300	BC	27-60	5,1	3,8	-1,3	0,5	1,7	0,08	0,10	0,04	0,2	0,7	1,9	11,3	69,4	0,25	144	0,5
Metap. 1.300	C	60-100+	5,3	3,9	-1,3	0,3	1,1	0,05	0,10	0,02	0,2	0,5	1,2	13,6	63,8	0,06	27	0,2

Fonte: Do autor (2017).

A carga elétrica líquida do solo, calculada através do Δ pH (= pH_{KCl} – pH_{H₂O}) mostrou se tratar de solos eletronegativos (TABELA 3), ou seja, com predomínio de cargas elétricas negativas nos colóides do solo, indicando a ausência de caráter ácrico e que os solos não são altamente intemperizados, o que provocaria o aumento das cargas positivas. Os valores de Δ pH cada vez menores (mais negativos) com o aumento da altitude e profundidade na

topossequência gnáissica indicam que há condições diferentes de intemperismo ao longo daquela topossequência (efeito da altitude) e ao longo dos perfis (efeito da profundidade).

A acidez potencial do solo foi alta a muito alta ($H+Al > 5,01$), exceto no cambissolo localizado a 1.300 m na topossequência metapelítica, cujos valores de $H+Al$ foram entre 1,1 e 4,8 $cmol_c dm^{-3}$ (acidez potencial moderada), devido aos baixos teores de COS. A concentração de $H+Al$ diminuiu com a profundidade, mas aumentou com a altitude, acompanhando as variações dos teores de COS (FIGURA 10A e C), independentemente da topossequência.

Os elevados níveis da saturação de Al^{3+} observados nos solos ácidos ($pH < 5,0$) ao longo das topossequências são um sério problema ao desenvolvimento radicular e ao crescimento das plantas cultivadas, sendo considerados prejudiciais (fitotóxicos) (ECHART; CAVALLI-MOLINA, 2001; FOY; CHANEY; WHITE, 1978). Entretanto, o que se observou foram florestas bem estabelecidas nas duas topossequências (exceto a 1.300 m na topossequência metapelítica). Isto seria possível por causa da quelação do Al com ácidos orgânicos, proteínas e lipídeos (DELHAIZE; RYAN, 1995) excretados pelas raízes das plantas e pelos microrganismos, formando complexos organo-metálicos de baixa solubilidade e toxicidade baixa ou nula para as plantas (ECHART; CAVALLI-MOLINA, 2001) e/ou devido a tolerância das espécies nativas aos elevados níveis de Al^{3+} .

A concentração de P, Ca, Mg e K disponíveis, SB e t foram maiores nos solos das posições mais altas da topossequência gnáissica, destacadamente no horizonte superficial do solo em cada altitude analisada, reduzindo-se com o aumento da profundidade, da mesma forma que as concentrações de Al^{3+} . As maiores concentrações de P observadas nos horizontes superficiais dos solos gnáissicos se devem ao P orgânico proveniente da MOS acumulada em superfície, pois o P apresenta baixa mobilidade no solo. Essa tendência não se repetiu nos solos da topossequência metapelítica, que são mais argilosos, e, portanto, têm potencial de reter fortemente o P da solução e reduzir a sua disponibilidade.

A presença de minerais com K em sua composição ainda não intemperizados, como grãos de feldspato-K (microclínio) e micas, foi confirmada na análise micromorfológica do organossolo localizado a 2.050 m, na topossequência gnáissica (APÊNDICE A), o que explica em parte o maior teor de K^+ notado no horizonte superficial daquele solo, com menor efeito do intemperismo.

A fertilidade baixa e a acidez elevada estão de acordo com a natureza ácida e pobre em bases das rochas de origem granítica/gnáissica e metapelítica/quartzítica e também com os

altos índices pluviométricos anuais e drenagem relativamente boa dos locais amostrados, intensificando a lixiviação de bases Ca^{2+} e Mg^{2+} , que são substituídos por Al^{3+} e H^+ na solução do solo e complexos de troca.

Condições químicas semelhantes foram observadas por Fialho (2012), em argissolos sob floresta ombrófila a aproximadamente 1.350 m de altitude, em Camanducaia-MG. A ocorrência de vegetação exuberante, como as florestas ombrófilas e semidecíduas, indicam que as plantas nativas estão adaptadas as limitações químicas observadas, explorando o solo além das camadas amostradas e/ou com elevada eficiência da ciclagem de nutrientes para se manterem.

4.5 Teores de carbono orgânico, nitrogênio total do solo e razão C/N

De forma geral, os teores de COS e N total foram elevados na superfície dos solos em resposta à deposição da MOS naquela camada (exceto no cambissolo a 1.300 m sob campo) e decrescentes com o aumento da profundidade, com uma expressiva diferença entre os teores observados na camada superficial (0–5 cm) e no subsolo (> 50 cm), conforme o usual para solos aeróbicos.

Os teores de COS e N total foram similarmente proporcionais em cada perfil de solo, confirmando a forte correlação positiva entre o COS e N do solo. A redução dos teores médios de COS (%) e N total (%) com aumento da profundidade está de acordo com os perfis de COS do sul de MG, apresentados por Zinn et al. (2012).

Para uma mesma camada, os teores de COS e N total foram maiores nos solos de posições mais elevadas das topossequências, exceto no cambissolo a 1.300 m (TABELA 4). Esse efeito da altitude foi percebido na análise micromorfológica. As seções finas do solo coletado nas maiores altitudes, principalmente da topossequência gnáissica, apresentaram cores da matriz do solo gradualmente mais escuras, atribuída a presença de MOS (APÊNDICES A, B, C). Além disso, a micromorfologia evidenciou a presença de material orgânico fresco (raízes) e excrementos associados a atividade de fauna justificando os teores de COS e N total observados na Tabela 4.

Modelos exponenciais explicaram as variações dos teores de COS e N total em profundidade. De forma geral, os teores decresceram da camada superficial para a camada mais profunda, com $R^2 > 0,80$ (FIGURA 10). A amplitude de variação dos teores foi maior para as camadas da superfície.

Tabela 4 – Teores médios de COS (%) e N total (%) até 1 m de profundidade nas diferentes altitudes das topossequências gnáissica e metapelítica

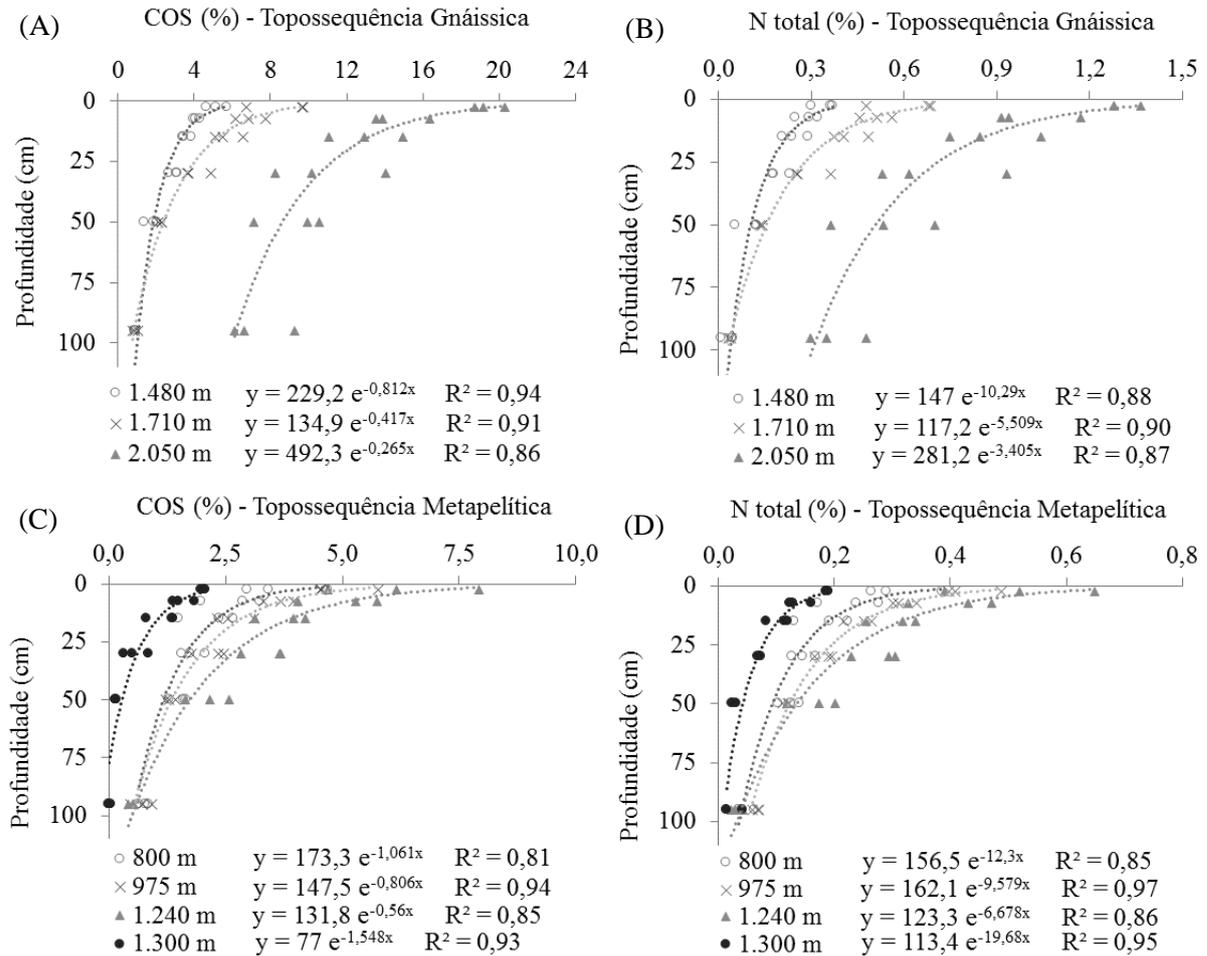
Profund. (cm)	Topossequência gnáissica							
	COS (%)				N total (%)			
	1.480 m	1.710 m	2.050 m		1.480 m	1.710 m	2.050 m	
0–5	5,2 (0,5)	8,7 (1,7)	19,4 (0,8)		0,35 (0,04)	0,61 (0,12)		1,31 (0,05)
5–10	4,1 (0,2)	6,9 (0,8)	14,6 (1,5)		0,29 (0,04)	0,51 (0,05)		1,01 (0,14)
10–20	3,6 (0,3)	5,7 (0,8)	13,0 (1,9)		0,24 (0,04)	0,42 (0,06)		0,88 (0,15)
20–40	3,0 (0,3)	4,1 (0,7)	10,8 (3,0)		0,20 (0,03)	0,29 (0,06)		0,69 (0,21)
40–60	1,8 (0,3)	2,2 (0,1)	9,2 (1,8)		0,10 (0,04)	0,14 (0,00)		0,53 (0,17)
60–100	0,9 (0,0)	0,9 (0,2)	7,3 (1,7)		0,04 (0,02)	0,04 (0,00)		0,38 (0,09)

	Topossequência metapelítica							
	COS (%)				N total (%)			
	800 m	975 m	1.240 m	1.300 m	800 m	975 m	1.240 m	1.300 m
0–5	3,7 (0,9)	4,9 (0,7)	6,3 (1,6)	2,0 (0,1)	0,31 (0,06)	0,43 (0,05)	0,52 (0,13)	0,19 (0,00)
5–10	2,7 (0,6)	3,6 (0,3)	5,0 (0,9)	1,6 (0,2)	0,23 (0,05)	0,32 (0,02)	0,41 (0,07)	0,14 (0,02)
10–20	2,2 (0,6)	2,7 (0,4)	3,8 (0,6)	1,2 (0,3)	0,18 (0,05)	0,24 (0,03)	0,30 (0,04)	0,11 (0,02)
20–40	1,8 (0,2)	2,2 (0,4)	3,4 (0,5)	0,6 (0,3)	0,15 (0,02)	0,18 (0,02)	0,28 (0,04)	0,07 (0,00)
40–60	1,5 (0,2)	1,3 (0,1)	2,1 (0,5)	0,2 (0,0)	0,12 (0,02)	0,12 (0,01)	0,16 (0,04)	0,03 (0,00)
60–100	0,8 (0,1)	0,7 (0,2)	0,5 (0,1)	0,0 (0,0)	0,05 (0,01)	0,07 (0,01)	0,03 (0,01)	0,02 (0,02)

Teores médios de COS e N total (%) seguidos do desvio padrão da média (%) entre parênteses.
Fonte: Do autor (2017).

Na topossequência gnáissica, o teor médio de COS do cambissolo localizado a 1.480 m de altitude foi de 5,2% na camada de 0–5 cm e decresceu até 0,9% (90–100 cm). O cambissolo localizado a 1.710 m de altitude apresentou o teor médio de COS de 8,7% em superfície, que se reduziu a 0,9% na camada de 90–100 cm. O organossolo na altitude de 2.050 m apresentou teor médio de COS de 19,4% (0–5 cm) decrescendo a 7,3% (90–100 cm), teores superiores aos demais, mesmo em profundidade. Os teores de N total seguiram as mesmas tendências de variação com a profundidade observada para o COS. O teor médio de N total do cambissolo a 1.480 m variou de 0,35% (0–5 cm) a 0,04% (90–100 cm). No cambissolo a 1.710 m de altitude, os teores de N total foram de 0,61% (0–5 cm) a 0,04% (90–100 cm) de N. No organossolo a 2.050 m, os teores de N foram de 1,31% (0–5 cm) a 0,38% (90–100 cm) (FIGURA 10B).

Figura 10 – Distribuição do teor de COS e N total ao longo do perfil do solo em diferentes altitudes, nas topossequências gnáissica (A e B) e metapelítica (C e D)



Fonte: Do autor (2017).

Na topossequência metapelítica, o teor médio de COS do cambissolo a 800 m de altitude variou de 3,7–0,8% entre a camada de 0–5 cm e 90–100 cm, passando a 4,9–0,7% de COS no cambissolo a 975 m de altitude, e a 6,3–0,5% de COS no cambissolo localizado na altitude de 1.240 m. Os teores médios de N total dos solos nas diferentes altitudes foram de 0,31–0,05% a 800 m, 0,43–0,07% a 975 m e 0,52–0,03% a 1.240 m.

O cambissolo a 1.300 m sob campo apresentou menores teores que variaram entre 2,0–0,0% para COS e entre 0,19–0,02% para N total. Os teores de COS praticamente nulos abaixo de 40 cm (TABELA 4) indicam importantes restrições ao desenvolvimento das raízes e à atividade biológica naquele local, e são condizentes com o horizonte C identificado (APÊNDICE G). A micromorfologia mostrou o predomínio de grãos de quartzo grosseiros e arestados, numa matriz de aspecto denso e maciça, com fraca presença de MOS. Estes

resultados demonstram que tipos de vegetação de menor biomassa têm efeito sobre os teores de COS e N do solo.

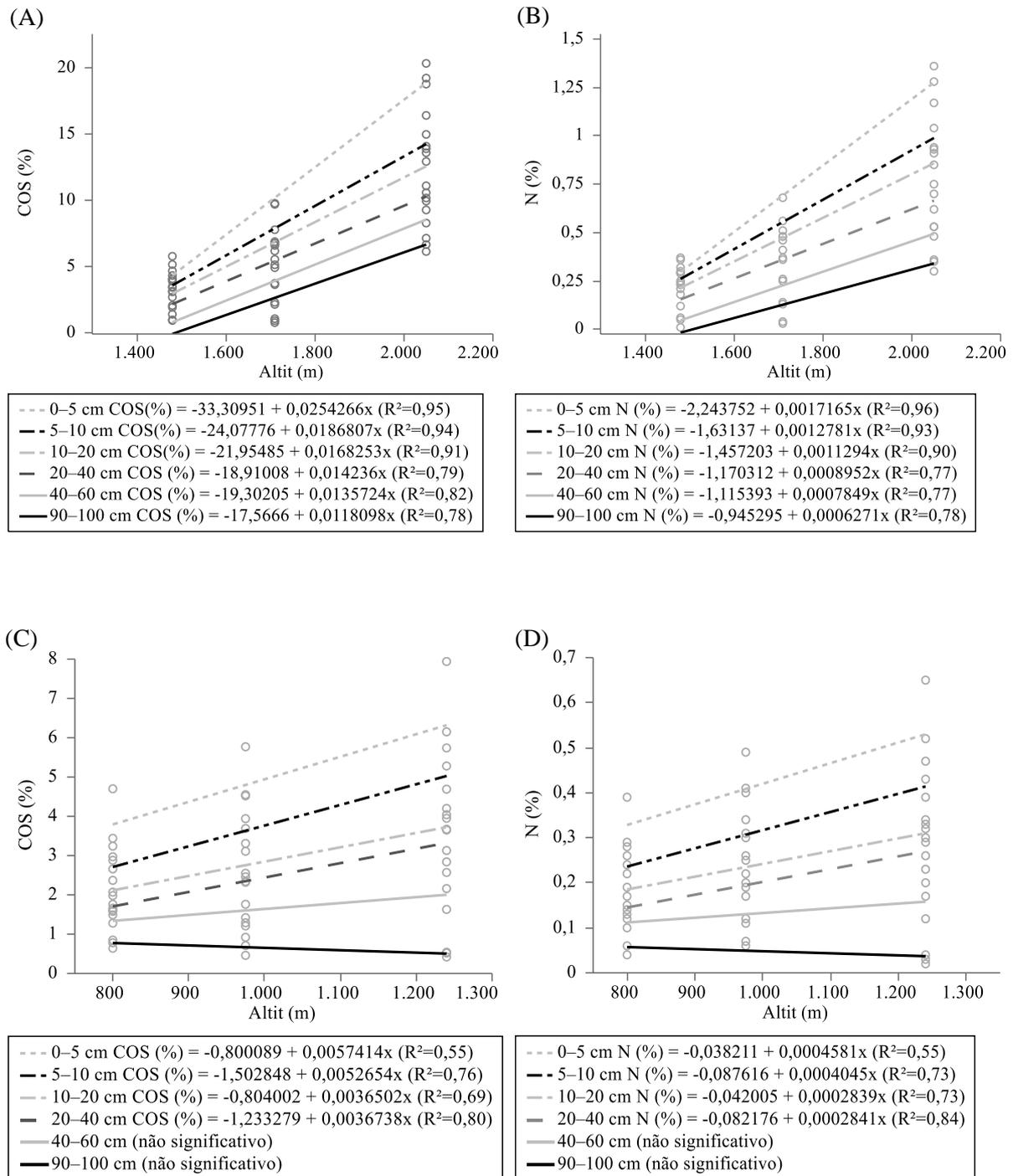
O efeito da altitude sobre os teores de COS e N total foi demonstrado por meio da análise de regressão, com modelos ajustados para cada uma das camadas dos perfis de solo amostrados nas topossequência gnáissica (FIGURA 11A e B) e metapelítica (FIGURA 11C e D). Ficou evidenciado o aumento linear dos teores de COS e N total com o aumento da altitude nas duas topossequências. Nos solos da topossequência gnáissica, esse efeito foi significativo ao longo de todo o perfil (1 m), mas nos solos da topossequência metapelítica, o efeito da altitude foi significativo até 40 cm de profundidade, mas não significativo nas camadas de 40–60 cm e 90–100 cm (FIGURA 11C e D).

De acordo com os modelos apresentados na Figura 11, a variação da altitude explicou pelo menos 78% da variação do teor de COS e 77% da variação do teor de N total para os solos da topossequência gnáissica ($P \leq 0,05$), e pelo menos 55% da variação do teor de COS e N total para os solos da topossequência metapelítica ($P \leq 0,05$), com efeito mais pronunciado nas camadas próximas da superfície.

As correlações entre COS e altitude, observadas na Figura 11, mostram maiores incrementos de COS nas camadas superficiais, que recebem maior aporte de MOS e também uma maior influência da variação climática. Entretanto, Morais et al. (2013) mostraram que as correlações entre COS e altitude se tornaram mais fortes com o aumento da profundidade em solos com altitudes entre 508 e 758 m do cerrado em MG. Os autores recomendaram que a altitude seja considerada na modelagem dos teores de COS para a camada de 10–100 cm do solo.

Os solos sob florestas tropicais e subtropicais de altitude do Sul de Minas Gerais estudados provavelmente apresentam os maiores teores de COS e N total de todo estado, corroborando os estudos realizados por Calazans et al. (2016) e Skorupa et al. (2012). A análise delimitada em topossequências permitiu identificar teores de COS não percebidos em estudos mais abrangentes.

Figura 11 – Variação dos teores de COS e N total, estratificados por camadas de solo, nas diferentes altitudes das topossequências gnáissica (A e B) e metapelítica (C e D).



Fonte: Do autor (2017).

Os teores de N observados no cambissolo a 1.710 m foram superiores aos 0,71% (0–5 cm) e 0,12% (60–100 cm) observados por Calazans et al. (2016), em solos do sul de MG com vegetação e altitude semelhantes. Esses autores observaram que os teores de N em solos de MG sob cerrado foram de 0,11% na camada 0–5 cm e de 0,03% na camada de 60–100 cm, inferiores aos observados em solos sob floresta, mostrando assim que há um efeito da vegetação sobre os teores de COS e N. O efeito da vegetação pôde ser notado por meio dos menores teores de COS e N do cambissolo a 1.300 m sob campo comparado aos demais solos sob floresta.

Um argissolo da região de Camanducaia, sul de MG, sob floresta ombrófila, a 1.370 m de altitudes, analisado por Fialho (2012) apresentou teor de COS semelhante aos observados no cambissolo localizado a 1.480 m na topossequência gnáissica.

O teor médio de COS de 3,7% na camada de 0–5 cm do cambissolo a 800 m, da topossequência metapelítica, foi semelhante ao observado por Araujo (2014), na região de Lavras, sul de Minas Gerais, em uma área sob floresta nativa, com material de origem gnáissico e altitude próxima a 900 m.

Andrade (2014) observou que já não havia o controle textural (argila + silte) na retenção do COS na região de Lavras-MG, com altitude de 1.235 m de altitude, sugerindo que o efeito das condições climáticas preponderou sobre o efeito da textura na retenção do COS.

Da mesma forma, Araujo, Zinn e Lal (2017) observaram que solos com expressivas variações no teor de argila (16–83%) e no teor de óxidos de ferro (2,5–72%) não apresentaram diferença nos estoques de COS em estudo realizado com solos da região de Lavras-MG, formados a partir de diferentes materiais de origem, em altitudes entre 890 e 1.060 m. Os autores sugeriram que o controle exercido pela altitude foi mais forte do que o controle textural e mineralógico na retenção de COS, proposição ainda inédita nos estudos dessa natureza para solos tropicais e subtropicais.

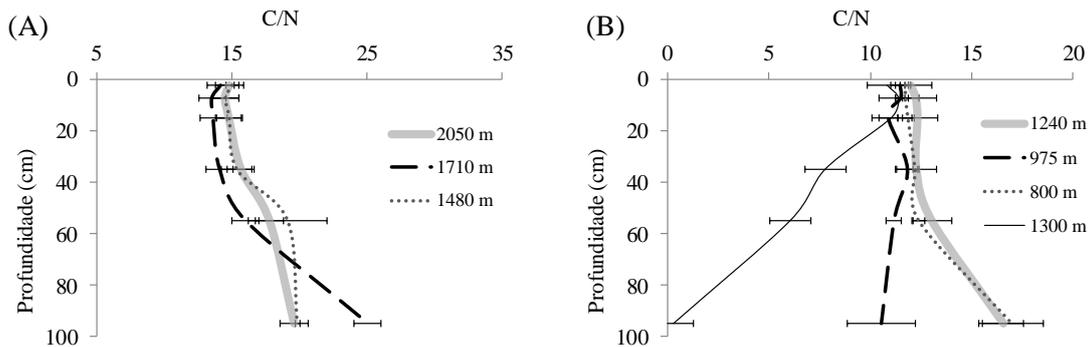
Martins, Sousa Neto e Piccolo (2015) observaram que os teores de COS e N aumentaram em resposta a um aumento da altitude de 46 a 1.025 m, em áreas de mata atlântica sobre rochas graníticas/gnáissicas da Serra do Mar, no Estado de São Paulo.

A razão C/N média não variou com a altitude, mas apresentou diferentes tendências de variação em profundidade (FIGURA 12). Os valores médios de C/N para os solos da topossequência gnáissica variaram de 14 até 25, com tendência crescente com a profundidade (FIGURA 12A). Nos solos da litologia gnáissica, a razão C/N média dos perfis de solo nas altitudes de 1.480 e 1.710 m foi de 17 e do organossolo localizado a 2.050 m foi de 16. A

razão C/N dos solos da topossequência gnáissica sugere baixo grau de decomposição da MOS, possivelmente consequência do clima mais frio e úmido daquela região, que condiciona o estabelecimento da densa floresta ombrófila de altitude com grande aporte de MOS nas maiores altitudes.

Nos cambissolos da topossequência metapelítica, a razão C/N variou de 0,3 a 17, com valores médios dos perfis iguais a 13 (a 800 m e 1.240 m), 11 (a 975 m) e 8 (a 1.300 m). A razão C/N média a 800 m e 1.240 m tendeu a aumentar em profundidades maiores que 50 cm, enquanto que a C/N média a 975 m e 1.300 m diminuiu com o aumento da profundidade, de modo bastante acentuado no cambissolo a 1.300 m (FIGURA 12B), acompanhando os baixos teores de COS desse solo, conforme mostrado na Figura 10C.

Figura 12 – Média da razão C/N ao longo do perfil de solo das diferentes altitudes, nas topossequências gnáissica (A) e metapelítica (B).



As barras horizontais representam o erro padrão da média.
Fonte: Do autor (2017).

Araujo (2014) encontrou menores valores da razão C/N, entre 12 e 13 para um argissolo originado de gnaiss (altitude=891 m), C/N entre 16 e 19 para latossolo sobre gabro (altitude=944 m) e entre 13–15 em cambissolos sobre quartzito (altitude=1.064 m), todos sob floresta estacional semidecídua, na região de Lavras-MG, todos eles sem efeito da altitude e com discreta variação vertical.

Andrade (2014) observou valores C/N entre 12 e 15 para solos de duas diferentes altitudes 1.064 e 1.235 m próximos a Lavras-MG, sem variações expressivas ao longo do perfil semelhantes aos relatados por Araujo (2014) para a mesma região. Marrenjo et al. (2016) encontraram valores C/N ainda menores, entre 9 e 13, para um argissolo sob floresta

estacional semidecidual a aproximadamente 930 m de altitude, no Parque Estadual de Nova Baden, sul de MG.

4.6 Estoques de carbono orgânico e nitrogênio total do solo

De maneira geral, os estoques de COS e N total foram crescentes com o aumento da altitude (TABELA 5), exceto no cambissolo localizado a 1.300 m na topossequência metapelítica, sob vegetação campestre e com textura média, sendo os demais de textura argilosa. Os estoques médios de COS e N total observados no organossolo localizado a 2.050 m na topossequência gnáissica foram os mais elevados, 606 Mg COS ha⁻¹ e 36 Mg N ha⁻¹ na camada de 0–100 cm, valores incomuns na literatura e bastante superiores àqueles apresentados por Araujo, Zinn e Lal (2017), também em Minas Gerais.

O cambissolo localizado a 1.300 m apresentou menores estoques de COS e N total, coerentemente com os menores teores relacionados a vegetação campestre que aporta menor quantidade de MOS.

Tabela 5 – Estoques de COS e N total das camadas de solo de 0–20, 0–40 e 0–100 cm dos solos localizados nas topossequências gnáissica e metapelítica

Local	Estoque COS (Mg ha ⁻¹)			Estoque N total (Mg ha ⁻¹)		
	0–20 cm	0–40 cm	0–100 cm	0–20cm	0–40cm	0–100 cm
GNE 1.480 m	81,4	140,7	228,7	5,53	9,44	13,29
GNE 1.710 m	105,2	182,7	281,3	7,64	13,15	18,23
GNE 2.050 m	158,6	283,7	606,0	10,77	18,75	35,99
Metap. 800 m	50,9	89,4	154,8	4,30	7,46	12,07
Metap. 975 m	74,8	127,1	195,9	6,67	11,08	17,43
Metap. 1.240 m	92,7	161,4	237,1	7,58	13,17	18,62
Metap. 1.300 m	39,1	54,7	60,2	3,51	5,48	7,66

Fonte: Do autor (2017).

Os estoques de COS da topossequência gnáissica apresentados na Tabela 5 foram superiores aos estoques relatados por Araujo, Zinn e Lal (2017) e Zinn, Lal e Resck (2011). Araujo, Zinn e Lal (2017) encontraram estoques de COS_{0-100 cm} entre 117,4 e 198,9 Mg ha⁻¹ em solos florestais localizados entre 890 e 1.064 m de altitude na região de Lavras-MG, valores inferiores aos estoques de COS_{0-100 cm} da topossequência gnáissica, mas semelhantes

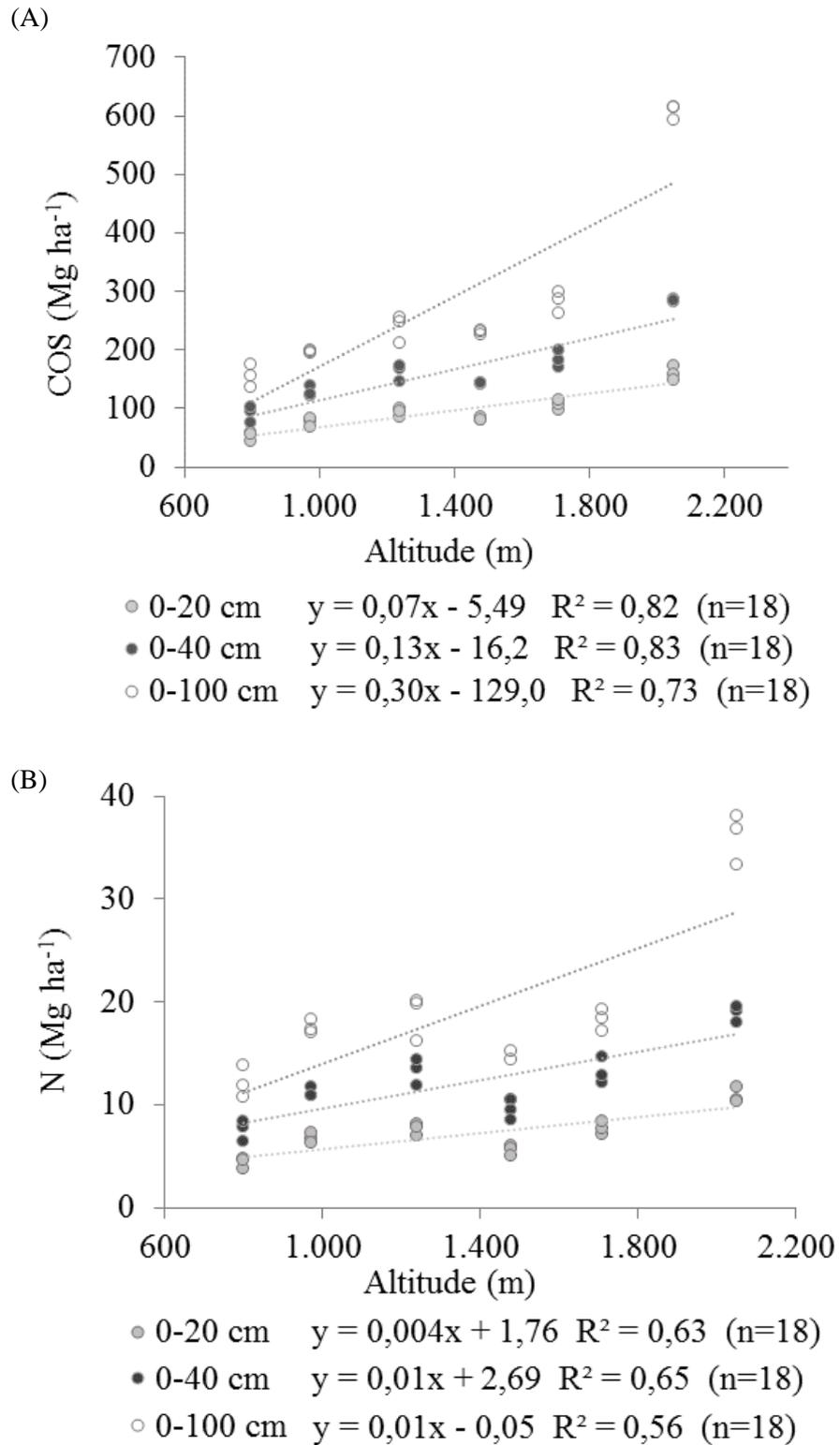
aos estoques de COS_{0-100 cm} dos solos localizados a 800 e 975 m de altitude da topossequência metapelítica, demonstrando o efeito da altitude sobre o estoque de COS. O trabalho de Zinn, Lal e Resck (2011), realizado com solos sob cerrado mineiro, entre 554 e 585 m de altitude, apresentou estoques de COS_{0-100 cm} entre 62,0 e 95,1 Mg ha⁻¹, similares aos observados por Morais (2012), em solos sob cerrado no norte do estado de MG.

Campos, Silva e Vidal-Torrado (2012) e Silva et al. (2013) apresentaram estoques de COS de 320,2 Mg ha⁻¹ e 248,4 Mg ha⁻¹ em solos de turfeiras na Serra do Espinhaço Meridional, em solo com profundidade média de 0,9 e 1,2 m respectivamente. Os solos de turfeiras são conhecidos pelo elevado estoque de COS devido às condições hidromórficas daquele ambiente. Contudo, os estoques de COS_{0-100 cm} observados nos cambissolos a 975 e 1.240 m na topossequência metapelítica e, sobretudo os estoques de COS_{0-100 cm} dos solos da topossequência gnáissica, todos com boa condição de drenagem, foram similares aos valores observados por Campos, Silva e Vidal-Torrado (2012) e Silva et al. (2013), com destaque ao estoque de COS_{0-100 cm} do organossolo localizado a 2.050 m (606 Mg ha⁻¹), cerca de 2 vezes superior ao estoque observado nas turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional.

A regressão entre a altitude e o estoque de COS sob vegetação florestal, independentemente do material de origem e da camada de solo, mostrou que a variação do estoque de COS pôde ser explicada pela variação da altitude ($p > 0,05$), com R² entre 0,73 e 0,83 (FIGURA 13A). A queda nos estoques notada entre as altitudes de 1.240 m (topossequência metapelítica) e 1.480 m (topossequência gnáissica) indica que existe um efeito secundário da litologia que afeta os estoques de COS e N total (FIGURA 13), de menor expressão que o efeito positivo da altitude, que justificou a estratificação por materiais de origem.

O cambissolo formado a 1.300 m, com textura média, diferentemente dos demais cambissolos da topossequência metapelítica, é originado de material de origem diferente, provavelmente quartzito, que aparece na superfície da paisagem em grandes fragmentos (diâmetro >1 m). Além da textura, foi observada a mais crítica restrição química, com reflexos na cobertura vegetal campestre desse local. Por isso, este solo não foi considerado nas regressões entre estoque de COS e N e altitude.

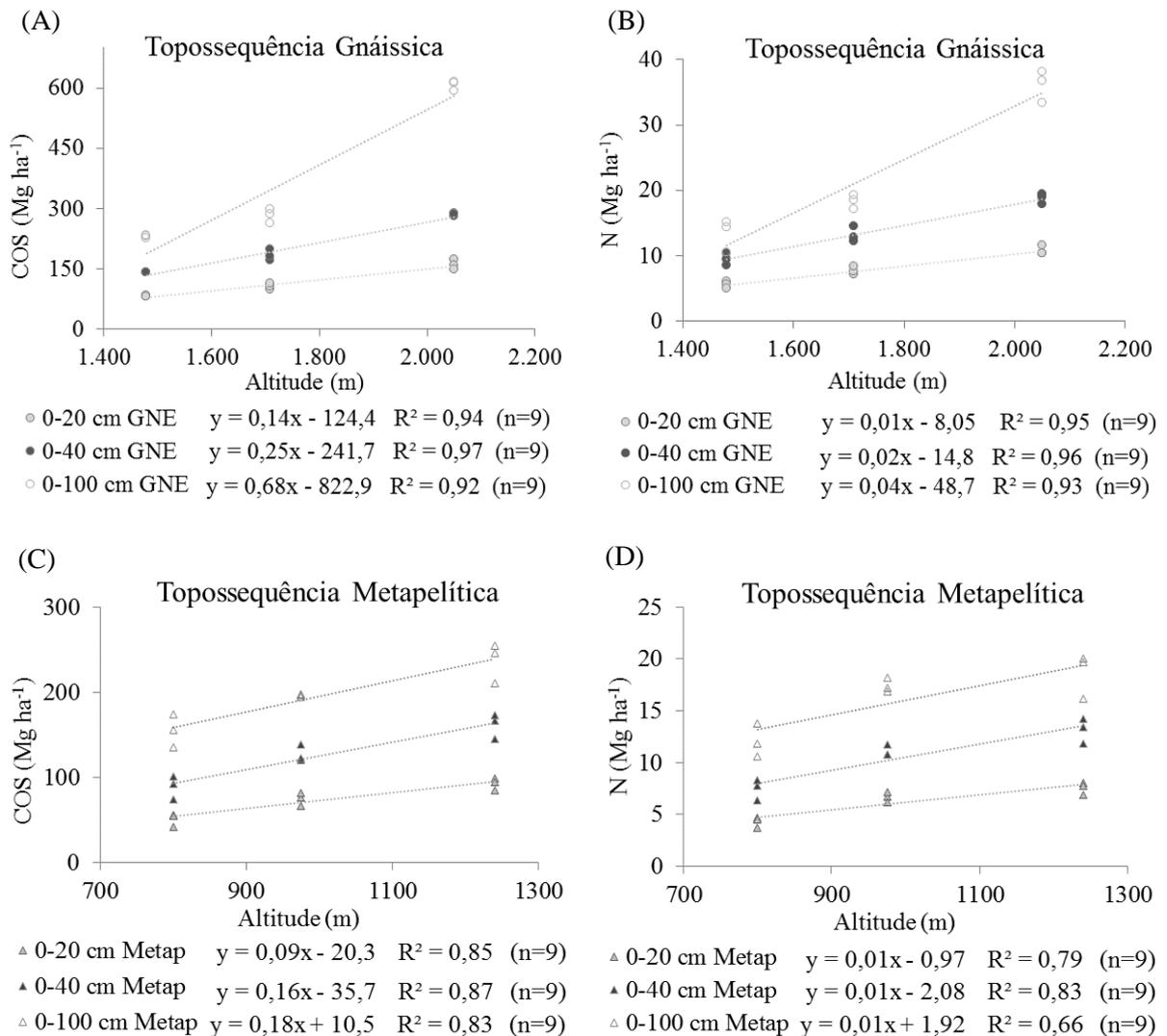
Figura 13 – Dispersão dos estoques de COS (A) e N total (B) para as camadas de 0–20, 0–40 e 0–100 cm dos solos em diferentes altitudes dos locais amostrados.



Fonte: Do autor (2017).

O efeito da altitude ficou mais evidente ao se estratificar os estoques de COS e N por material de origem e também por camadas (0–20, 0–40 e 0–100 cm), o que levou ao aumento dos coeficientes de determinação, independentemente da camada de solo considerada. Os estoques de COS e N total se correlacionaram positivamente com a altitude nas topossequências gnáissica ($0,92 \leq R^2 \leq 0,97$) e metapelítica ($0,66 \leq R^2 \leq 0,87$), como observado nos modelos lineares significativos ajustados (FIGURA 14). Os grandes incrementos notados no organossolo a 2.050 m para a camada de 0–100 cm se devem aos altos teores de COS e N em subsuperfície.

Figura 14 – Variação dos estoques de COS e N total das camadas de solo de 0–20, 0–40 e 0–100 cm, localizados em diferentes altitudes nas topossequências gnáissica (A e B) e metapelítica (C e D).



Fonte: Do autor (2017).

Os modelos ajustados permitiram interpretações matemáticas do efeito da altitude sobre os estoques de COS e N total em cada situação amostrada. Isto significa que a cada 100 m de acréscimo na altitude, há um aumento dos estoques de COS e N total na camada de 0–100 cm de 68 Mg ha⁻¹ e 4 Mg ha⁻¹ nos solos da topossequência gnáissica, respectivamente, e de 18 Mg ha⁻¹ e 1 Mg ha⁻¹ nos solos da topossequência metapelítica.

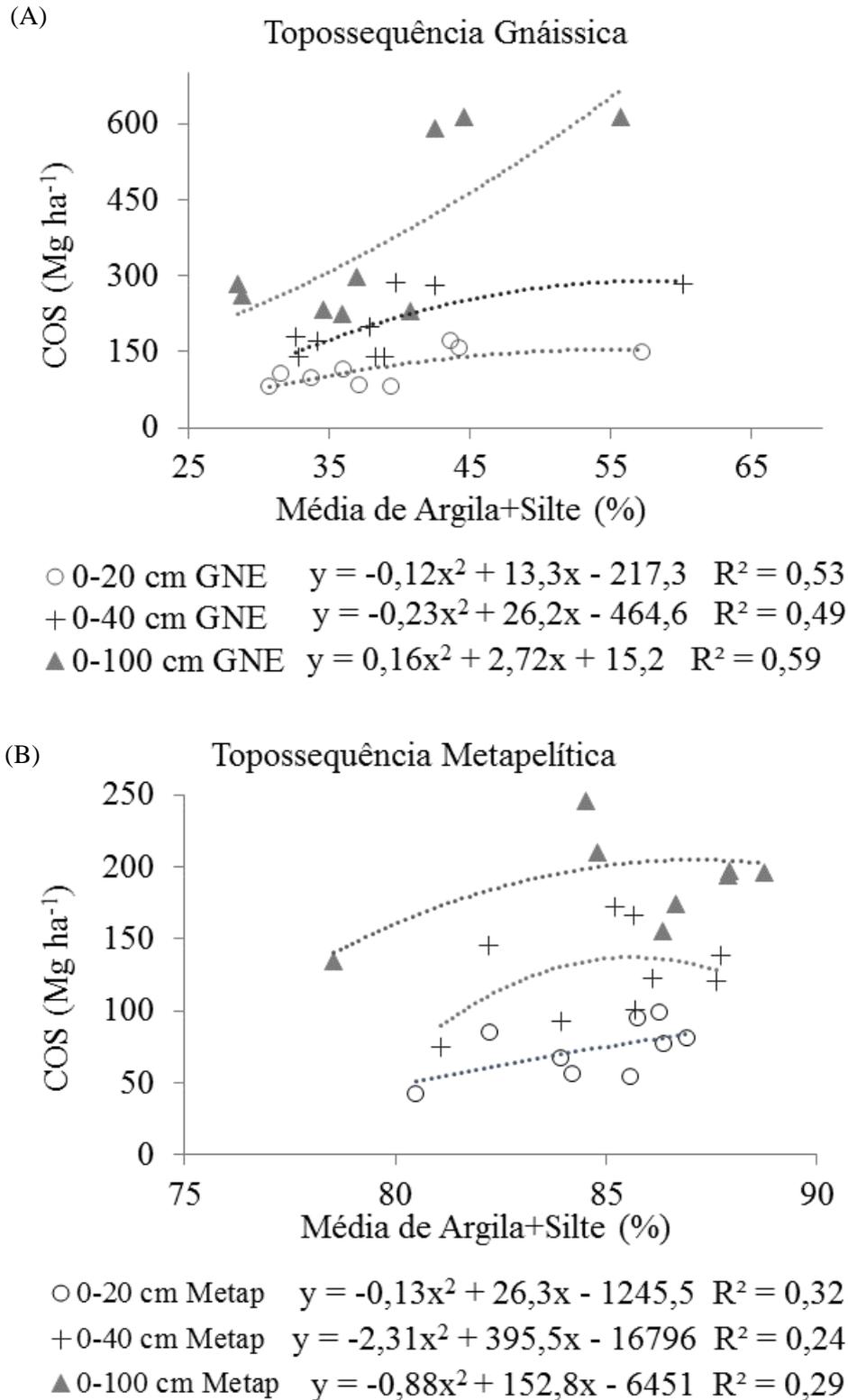
Tendo em vista que os estoques de COS e N total, assim como os teores de silte e argila apresentaram resposta significativa a variação de altitude, observadas nas Figuras 7 e 14, os estoques foram também plotados em função do teor médio de argila + silte para as camadas 0–20, 0–40 e 0–100 cm (FIGURA 15).

A relação existente entre o estoque de COS e textura do solo foi demonstrada por funções matemáticas polinomiais, onde os teores de argila + silte explicaram pouco mais da metade da variação dos estoques de COS na topossequência gnáissica ($0,49 \leq R^2 \leq 0,59$) (FIGURA 15A). O efeito da textura (argila + silte) foi menos intenso na camada de 0–20 cm, mas tendeu a se intensificar com o aumento da profundidade, onde os estoques cresceram acentuadamente. Na topossequência metapelítica, este efeito da textura não foi evidente e os coeficientes de determinação foram inferiores aos da topossequência gnáissica, indicando uma menor interferência das frações argila + silte sobre o estoque de COS, mesmo nas maiores profundidades (FIGURA 15B). Esses resultados concordam em parte com a proposição de Jobbágy e Jackson (2000) de que os estoques de COS sofrem maior influência da vegetação (clima) na camada de 0–20 cm, enquanto que abaixo de 20 cm, são as propriedades do solo que passam a controlar o estoque de COS.

Os organossolos, apesar de serem solos incomuns e atípicos, assim como os demais solos com espesso horizonte orgânico em áreas de boa drenagem, merecem atenção especial por causa da grande capacidade em estocar COS e N, conforme demonstrado nos solos da topossequência gnáissica. Estes importantes estoques de COS e N até 1 m de profundidade não têm sido detectados em estudos mais abrangentes geograficamente.

Os resultados apresentados nas Figuras 13, 14 e 15 mostram que o efeito da textura (silte + argila) na retenção de COS foi inferior ao efeito da altitude. Além disso, esse efeito secundário da textura sobre os estoques teve pesos diferentes entre os locais amostrados, sendo mais facilmente percebido na topossequência gnáissica, que possui cotas mais elevadas e com maior gradiente altitudinal (1.480–2.050 m).

Figura 15 – Relação da textura (argila + silte) com o estoque de carbono do solo nas camadas de 0–20, 0–40 e 0–100 cm nas topossequências gnáissica (A) e metapelítica (B)



Fonte: Do autor (2017).

Assim, a análise dos resultados deste e de outros trabalhos da região do sul de Minas Gerais, como o de Andrade (2014), Araujo, Zinn e Lal (2017) e Calazans (2014) indicam que em altitudes acima de 900 m, o efeito da altitude passa a prevalecer sobre o efeito que a textura e a mineralogia exercem na retenção do COS e N.

Diferentes tipos de vegetação ou litologias ao longo do gradiente altitudinal são mais uma fonte de variação a atuar sobre a retenção do COS e N, que podem mascarar o real efeito da altitude e conduzir a interpretações equivocadas, mostrando efeito nulo ou até mesmo negativo do aumento da altitude sobre os teores e estoques de COS e N, como observados nos trabalhos de Sheikh, Kumar e Bussmann (2009), Zhu et al. (2010) e Zimmermann et al. (2010).

Em geral, o desenvolvimento dos solos se intensifica dos climas mais frios para os mais quentes, e isso significa um aumento relativo da fração argila e dos óxidos de ferro e alumínio (hematita, goethita e gibbsita) em solos mais desenvolvidos. Essa condição é reconhecidamente correlacionada à maior estabilidade dos complexos organo-minerais (INDA JÚNIOR et al., 2007), o que favorece o aumento do estoque de COS nos solos tropicais e subtropicais. No entanto, este trabalho mostrou que os maiores estoques de COS podem ser encontrados exatamente nos perfis menos desenvolvidos das áreas mais elevadas, sugerindo que o efeito das condições climáticas se sobrepôs aos demais controles do COS e N em solos localizados a partir de 800 m de altitude. Isto vem a confirmar a ordem de importância dos fatores que interferem no conteúdo de MOS, proposta por Stevenson (1994): clima > vegetação > topografia = material de origem > tempo.

5 CONCLUSÃO

Os solos de altitude sob floresta semidecídua e principalmente sob floresta ombrófila no Sul de Minas Gerais apresentam altos teores e estoques de COS e N. Estes teores e estoques crescem de forma linear com o aumento da altitude, comprovando a hipótese testada.

O efeito da altitude superou o efeito da textura na retenção de COS e N no solo e se repetiu nas duas áreas de estudo. A fração silte foi a fração mais influenciada pela variação da altitude.

A dispersão com NaOH e agitação por 16 h não foi insuficiente para dispersão completa dos solos ricos em COS, principalmente do organossolo, o que indica a possibilidade de ocorrência de mecanismos de agregação diferentes daqueles dos solos minerais, o que merece posterior investigação.

As áreas de florestas nativas deste estudo apresentam expressiva retenção de carbono e nitrogênio abaixo da superfície do solo. Estes valores de C e N estocados no solo devem ser conjuntamente considerados como estratégicos para seu manejo.

REFERÊNCIAS

- AHMAD DAR, J.; SOMAIAH, S. Altitudinal variation of soil organic carbon stocks in temperate forests of Kashmir Himalayas, India. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 187, n. 2, p. 11, fev. 2015.
- ALMEIDA, V. C. **Carbono orgânico no solo e sua relação com os compartimentos morfológicos representativos do Estado de São Paulo**. 2008. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro, 2008.
- ALVAREZ V., V. H. et al. Interpretação dos resultados das análises de solos. In: RIBEIRO, A. C.; GUIMARÃES, P. T. G.; ALVAREZ V., V. H. **Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais: 5ª aproximação**. Viçosa: CFSEMG, 1999. 359 p.
- ANDRADE, A. B. **Retenção do carbono orgânico do solo em floresta semidecidual: efeito da altitude e textura**. 2014. 66 p. Monografia (Graduação em Agronomia) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2014.
- ARAUJO, M. A. **Retenção de carbono orgânico do solo no sul de Minas Gerais: Efeito da rocha de origem?**. 2014. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2014.
- ARAUJO, M.A. et al. Paragênese mineral de solos desenvolvidos de diferentes litologias na região sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 38, n. 1, p. 11-25, fev. 2014.
- ARAUJO, M. A.; ZINN, Y. L.; LAL, R. Soil parent material, texture and oxide contents have little effect on soil organic carbon retention in tropical highlands. **Geoderma**, v. 300, n. 1, p. 1-10, abr. 2017.
- ÁVILA, L. F. **Balço hídrico em um remanescente de mata atlântica da Serra da Mantiqueira, MG**. 2011. 179 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2011.
- BATJES, N. H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. **European Journal of Soil Science**, v. 65, n. 1, p. 10-21, 2014.
- BRADY, N. C. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. 3. ed. Porto Alegre: Ed. Bookman, 2013.
- BRADY, N. C.; WEIL, R. R. Aeração e temperatura do solo. In: BRADY, N. C. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. 3. ed. - Porto Alegre: Ed. Bookman, 2013. p. 222-260.
- CALAZANS, S. O. L. **Nitrogênio do solo sob vegetação nativa em Minas Gerais: Teores, estoques e modelagem**. 2014. 67 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2014.

CALAZANS, S. O. L. et al. Soil organic carbon as a key predictor of N in forest soils of Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, 2016. No prelo.

CALDEIRA, M. V. W et al. Quantificação de serapilheira e de nutrientes em uma Floresta Ombrófila Densa. **Ciências Agrárias**, v. 29, n. 1, p. 53-68, jan./mar. 2008.

CAMPOS, J. R. R.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Mapping, organic matter mass and water volume of a peatland in Serra do Espinhaço Meridional. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, p. 723-732, jun. 2012.

CHAGAS, C. S. et al. Atributos topográficos na diferenciação de argissolos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, p. 1441-1453, dez. 2013.

COGO, F. D. **Carbono orgânico em latossolo sob lavoura cafeeira e outros usos da terra no sul de MG**. 2012. 85 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) –Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2012.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Effect of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some Oxisols in Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 51, n. 1, p. 153-158, 1987.

DAI, W.; HUANG, Y. Relation of soil organic matter concentration to climate and altitude in zonal soils of China. **Catena**, v. 65, n. 1, p. 87-94, jan. 2006.

DEFRIES, R. Vulnerability of carbon stocks in tropical forests. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, v. 6, n. 4, p. 42005, mar. 2009.

DELHAIZE, E.; RYAN, P. R. Aluminum toxicity and tolerance in plants. **Plant Physiology**, v. 107, p. 315-321, fev. 1995.

DIELEMAN, W. I. J. et al. Soil carbon stocks vary predictably with altitude in tropical forests: Implications for soil carbon storage. **Geoderma**, v. 204, p. 59-67, ago. 2013.

DJUKIC, I. et al. Soil organic-matter stocks and characteristics along an alpine elevation gradient. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 173, n. 1, p. 30-38, fev. 2010.

DONAGEMMA, G. K. et al. Dispersão de Latossolos em resposta à utilização de pré-tratamentos na análise textural. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 4, p. 765-772, ago. 2003.

ECHART, C. L.; CAVALLI-MOLINA, S. Fitotoxicidade do alumínio: efeitos, mecanismo de tolerância e seu controle genético. **Ciência Rural**, v. 31, n. 3, p. 531-541, jun. 2001.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Rio de Janeiro, 2013.

REUNIÃO TÉCNICA DE LEVANTAMENTO DE SOLOS, 10, 1979, Rio de Janeiro, **Súmula...** Rio de Janeiro: Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. mar. 1979. 83p.

FELLER, C.; BEARE, M. H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma**, v. 79, n. 1-4, p. 69-116, set. 1997.

FERREIRA, M. M. Caracterização física do solo. In: QUIRIJN, J. L. (Ed.). **Física do solo**. 1. ed. Viçosa: SBCS, 2010. p. 1-27.

FIALHO, R.C. **Carbono, física e química de solos sob reflorestamento em clima tropical de altitude**. 2012. 86 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2012.

FIDALGO, E. C. C. et al. Estoque de carbono nos solos do Brasil. **Boletim de pesquisa e desenvolvimento**, Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2007.

FOY, C. D.; CHANEY, R. L.; WHITE, M. C. The physiology of metal toxicity in plants. **Annual Review Plant Physiology**, v. 29, p. 511-566, 1978.

FRITZSONS, E.; MANTOVANI, L. E.; AGUIAR, A. V. Relação entre altitude e temperatura: uma contribuição ao zoneamento climático no estado do Paraná. **Revista de estudos ambientais**, v. 10, n. 1, p. 49-64, 2008.

FUNDAÇÃO PROCAFÉ. Boletim de avisos. **Boletim de avisos fitossanitários: Sul de Minas Gerais**. n. 220, dez. 2016. Online. Disponível em: <http://www.fundacaoprocafe.com.br/estacao-e-avisos/sul-de-minas/boletim-de-aviso/2016>. Acesso em 14 mar. 2017

GEE, G.W.; BAUDER, J. W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. v. 1, 2nd. Madison: SSSA, 1986. p. 383-411

GEE, G. W., OR, D. Particle-size analysis. In: DANE, J. H.; TOPP, G. C. (Ed.). **Methods of soil analysis: Part 4 Physical methods**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. v. 5, cap. 2.4, p. 255-293.

GROSSMAN R. B., REINSCH T. G. Bulk density and linear extensibility. In: DANE, J. H.; TOPP, G. C. (Ed.). **Methods of soil analysis: Part 4 Physical methods**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. v. 5, cap. 2.1, p. 201-228

GUTIÉRREZ-GIRÓN, A. et al. Both altitude and vegetation affect temperature sensitivity of soil organic matter decomposition in Mediterranean high mountain soils. **Geoderma**, v. 237-238, p. 1-8, jan. 2015.

HAGHIGHI, F.; GORJI, M.; SHORAFI, M. A study of the effects of land use changes on soil physical properties and organic matter. **Land Degradation & Development**, v. 502, mai. 2010.

HECKMAN, K.; RASMUSSEN, C. Lithologic controls on regolith weathering and mass flux in forested ecosystems of the southwestern USA. **Geoderma**, v. 164, n. 3-4, p. 99-111, set. 2011.

INDA JUNIOR, A. V. et al. Variáveis relacionadas à estabilidade de complexos organo-minerais em solos tropicais e subtropicais brasileiros. **Ciência Rural**, v. 37, n. 5, p. 1301-1307, out. 2007.

JENNY, H. **Factors of soil formation: A system of quantitative pedology**. New York: McGraw Hill, 1941, 279 p.

JOBÁGY, E. G.; JACKSON, R. B. The Vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. **Ecological Applications**, v. 10, n. 2, p. 423-436, abr. 2000.

KÖRNER, C. The use of “altitude” in ecological research. **Trends in Ecology and Evolution**, v. 22, n. 11, p. 569-574, nov. 2007.

LAL, R. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. **Science**, v. 304, n. 5677, p. 1623-1627, jun. 2004.

LAL, R. Sequestration of atmospheric CO₂ in global carbon pools. **Energy & Environmental Science**, v. 1, 2008, p. 86-100, jul. 2008

LEPSCH, I. F. **19 lições de pedologia**, São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456p.

LI, L. et al. Association of soil aggregation with the distribution and quality of organic carbon in soil along an elevation gradient on Wuyi Mountain in China. **PLoS ONE**, v. 11, n. 3, p. 1 - 13, mar. 2016.

MARRENJO, G. J. et al. Impactos do cultivo por longo tempo de arroz inundado em Gleissolos. **Pesquisa agropecuária brasileira**, v. 51, n. 8, p. 967-977, ago. 2016.

MARTINS, S. C. et al. Soil texture and chemical characteristics along an elevation range in the coastal Atlantic Forest of Southeast Brazil. **Geoderma Regional**, v. 5, p. 106-116, ago. 2015.

MCBRIDE. **Environmental chemistry of soils**, New York, NY: Oxford University Press, 1994. 406 p.

MIELNICZUK, J. Matéria orgânica e a sustentabilidade de sistemas agrícolas. In: SANTOS, G. de A. et al. (Ed.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. 2. ed. Porto Alegre: Ed. Metrópole, 2008. p. 1-6.

MORAIS, V. A. **Modelagem e espacialização do estoque de carbono de cerrado sensu stricto em Minas Gerais**. 2012. 123 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2012.

MORAIS, V. A. et al. Modelagem do teor de carbono orgânico em solos de fragmentos de Cerrado de Januária e Bonito de Minas, Minas Gerais. **Pesquisa Florestal Brasileira**, v. 33, n. 76, p. 343-354, dez. 2013.

- MOREIRA, F. M. S.; SIQUEIRA, J. O. **Microbiologia e bioquímica do solo**. 2ª ed. Lavras: Editora UFLA, 2006. 729p.
- MOSER, G. et al. Elevation effects on the carbon budget of tropical mountain forests (S Ecuador): The role of the belowground compartment. **Global Change Biology**, v. 17, n. 6, p. 2211-2226, jun. 2011.
- NIMMO, J. R.; PERKINS, K. S. Aggregate stability and size distribution In: DANE, J. H.; TOPP, G. C. (Ed.). **Methods of soil analysis: Part 4 Physical methods**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. v. 5, cap. 2.6, p. 317-328.
- OLIVEIRA-FILHO, A. T.; FONTES, M. A. L. Patterns of floristic differentiation among Atlantic forests in south-eastern Brazil, and the influence of climate. **Biotropica**, v. 32, n. 4: 793-810, dez. 2000.
- PÁDUA, E. J.; GUERRA, A. R.; ZINN, Y. L. Modelagem da densidade do solo em profundidade sob vegetação nativa em Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 39, n. 1, p. 725-736, jun. 2015.
- POMPEU, P. V. **Composição e estrutura de uma floresta ombrófila densa ao longo de um gradiente altitudinal na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais**. 2011. 105 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Universidade Federal de Lavras. Lavras, 2011.
- POWERS, J. S.; SCHLESINGER, W. H. Relationships among soil carbon distributions and biophysical factors at nested spatial scales in rain forests of northeastern Costa Rica. **Geoderma**, v. 109, n. 3-4, p. 165-190, out. 2002.
- QUAGGIO, J. A.; RAIJ, B. V. Determinação do pH em cloreto de cálcio e da acidez total. In: RAIJ, B. V. et al. (Org.). **Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais**. 1 ed. Campinas: Instituto Agrônomo de Campinas, 2001, v. 1, p. 181-188.
- QUIDEAU, S. A. Organic matter accumulation. In: LAL, R. (Ed.) **Encyclopedia of soil science**, 1nd ed. New York: Marcel Dekker Inc., 2002, p. 891-894.
- RESENDE, M. et al. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 5ª ed. rev. Lavras: Editora UFLA, 2007. 322p.
- RUIZ, H. A. Dispersão física do solo para análise granulométrica por agitação lenta. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 30., 2005, Recife. **Anais...** Recife: SBCS, 2005. 1 CD ROM.
- SÁNCHEZ, P. A. **Properties and management of soils in the tropics**. New York, NY: J. Wiley, 1976. 618p.
- SANTOS, R.D. et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5.ed. Viçosa, MG: SBCS/EMBRAPA/CNPS, 2005. 92p.
- SCHEER, M. B.; CURCIO, G. R.; RODERJAN, C. V. Funcionalidades ambientais de solos altomontanos na Serra da Igreja, Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 4, p. 1113-1126, ago. 2011.

SCHOLES, M. C.; POWLSON, D.; TIAN, G. Input control of organic matter dynamics. **Geoderma**, v. 79, n. 1-4, p. 25-47, set. 1997.

SCHROTER, D. et al. Ecosystem service supply and vulnerability to global change in Europe. **Science**, v. 310, p. 1333-1337, nov. 2005.

SHEIKH, M. A; KUMAR, M.; BUSSMANN, R. W. Altitudinal variation in soil organic carbon stock in coniferous subtropical and broadleaf temperate forests in Garhwal Himalaya. **Carbon balance and management**, v. 4, p. 1-6, ago. 2009.

SILVA, A. C. et al. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional - MG. I - Caracterização e classificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 5, p. 1385-1398, out. 2009.

SILVA, F. C. (Org.). **Manual de análises químicas de solos, plantas e fertilizantes**. 2. ed. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, 2009.

SILVA, M. L. et al. Surface mapping, organic matter and water stocks in peatlands of the Serra do Espinhaço meridional - Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, n. 5, p. 1149-1157, out. 2013.

SINGH, S. K. et al. Concentration and stock of carbon in the soils affected by land uses and climates in the western Himalaya, India. **Catena**, v. 87, n. 1, p. 78-89, out. 2011.

SKORUPA, A. L. A. et al. Propriedades de solos sob vegetação nativa em minas gerais: Distribuição por fitofisionomia, hidrografia e variabilidade espacial. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, n. 1, p. 11-22, fev. 2012

SMITH, P. Soils and climate change. **Current Opinion in Environmental Sustainability**, v. 4, n. 5, p. 539-544, nov. 2012.

SPOSITO, G. **The chemistry of soils**. New York: Oxford University, 1989. 277 p.

STEVENSON, F. J. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. 2nd ed. New York, NY: J. Wiley, 1994. 496 p.

STOOPS, G. **Guidelines for analysis and description of soil regolith thin sections**. Madison: Soil Science Society of America, 2003. 184 p.

TAN, Z. et al. Relationships between surface soil organic carbon pool and site variables. **Geoderma**, v. 121, n. 3-4, p. 187-195, ago. 2004.

TAVARES-FILHO, J.; MAGALHÃES, F. S. Dispersão de amostras de latossolo vermelho eutroférico influenciadas por pré-tratamento para oxidação da matéria orgânica e pelo tipo de agitação mecânica. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 32, n. 4, p. 1429-1435, ago. 2008.

THENG, B. K. G.; TATE, K. R.; SOLLINS, P. 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**. University of Hawaii: NifTAL, 1989. p. 5-32.

TISDALL, J. M.; OADES, J. M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, v. 33, n. 2, p. 141-163, 1982.

TROUW, R. A. J. et al. Mapa Geológico - Folha Pouso Alto. Companhia Mineradora de Minas Gerais-COMIG, 2003. 1 mapa. Escala 1:100.000.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA et al. Mapa de solos do Estado de Minas Gerais: Folha 4. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2010. 1 mapa. Escala 1: 650.000.

URQUIAGA, S. et al. Aplicação de técnicas de ^{13}C em estudos de sequestro de C em solos agrícolas. In: ALVES, B. J. R. et al. (Ed.). **Manejo de sistemas agrícolas: impactos no sequestro de C e nas emissões de gases de efeito estufa**. Porto Alegre: Genesis, 2006. p.13-33.

VALERIANO, C. M. et al. 2006. Mapa Geológico - Folha Guapé. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Programa Geologia do Brasil, 2006. 1 mapa. Escala 1:100.000.

VEZZANI, F. M.; MIELNICZUK, J. Uma visão sobre qualidade do solo. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 33, n. 4, p. 743-755, ago. 2009.

VEZZANI, F. M. et al. Matéria orgânica e qualidade do solo. In: SANTOS, G. de A. et al. (Ed.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. 2. ed. Porto Alegre: Ed. Metrópole, 2008. p. 483-494.

WANG, S.; WANG, X.; OUYANG, Z. Effects of land use, climate, topography and soil properties on regional soil organic carbon and total nitrogen in the Upstream Watershed of Miyun Reservoir, North China. **Journal of Environmental Sciences**, v. 24, n. 3, p. 387-395, mar. 2012.

WILCKE, W. et al. Soil properties and tree growth along an altitudinal transect in Ecuadorian tropical montane forest. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 171, n. 2, p. 220-230, abr. 2008.

YANAGI, S. N. M.; MELLO, C. R. **Aplicação de séries temporais para identificação de tendências climáticas em regiões do sul de Minas Gerais**: Relatório Final de Pesquisa FAPEMIG. Lavras, MG, 2011. 51p.

YODER, R. E. A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. **Journal of the American Society of Agronomy**, v. 28, n. 5, p.337-351, mai. 1936.

ZECH, W. et al. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. **Geoderma**, v. 79, p. 117-161, set. 1997.

ZHU, B. et al. Altitudinal changes in carbon storage of temperate forests on Mt Changbai, Northeast China. **Journal of Plant Research**, v. 123, n. 4, p. 439-452, jul. 2010.

ZIMMERMANN, M. et al. No differences in soil carbon stocks across the tree line in the Peruvian Andes. **Ecosystems**, v. 13, n. 1, p. 62-74, fev. 2010.

ZINN, Y. L. **Textural, mineralogical and structural controls on soil organic carbon retention in the Brazilian Cerrados**. 2005. 183 p. Tese (Doutorado) - The Ohio State University, Columbus-OH, 2005.

ZINN, Y. L.; LAL, R.; RESCK, D. V. S. Texture and organic carbon relations described by a profile pedotransfer function for Brazilian Cerrado soils. **Geoderma**, v. 127, n. 1-2, p. 168-173, jul. 2005a.

ZINN, Y. L.; LAL, R.; RESCK, D. V. S. Changes in soil organic carbon stocks under agriculture in Brazil. **Soil and Tillage Research**, v. 84, n. 1, p. 28-40, nov. 2005b.

ZINN, Y. L.; LAL, R.; RESCK, D. V. S. Eucalypt plantation effects on organic carbon and aggregation of three different-textured soils in Brazil. **Soil Research**, v. 49, n. 7, p. 614-624, nov. 2011.

ZINN, Y. L. et al. Edaphic controls on soil organic carbon retention in the Brazilian Cerrado: Texture and mineralogy. **Soil Science Society of America Journal**, v. 71, n. 4, p. 1204-1214, jul./ago. 2007a.

ZINN, Y. L. et al. Edaphic controls on soil organic carbon retention in the Brazilian Cerrado: Soil structure. **Soil Science Society of America Journal**, v. 71, n. 4, p. 1215-1224, jul./ago. 2007b.

ZINN, Y. L. et al. Perfis de carbono orgânico do solo nas regiões Sul e Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais: Modelagem em profundidade. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, n. 5, p. 1395-1406, nov. 2012.

APÊNDICES

APÊNDICE A

DESCRIÇÃO DO PERFIL GNÁISSICO 2.050 m

DESCRIÇÃO - 15/08/2014

CLASSIFICAÇÃO SiBCS – ORGANOSSOLO FÓLICO Álico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO e COORDENADAS - Parque Estadual Serra do Papagaio, Retiro dos Pedros via estrada rural para o Pico do Papagaio e trilha a partir do Abrigo Casa Verde, Aiuruoca-MG, 22°2'45" S e 44°40'17" O

ALTITUDE - 2.050 m

SITUAÇÃO, DECLIVE, ASPECTO E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL - coletado em terço superior de encosta com 9–18% de declive, aspecto leste, sob vegetação nativa (floresta ombrófila)

LITOLOGIA - predomínio de formações granítica-gnáissicas, com biotita-xisto e biotita-gnaisses homogêneos ou com bandamentos micáceos

FORMAÇÃO GEOLÓGICA - Megassequência Andrelândia, sequência Serra do Turvo

MATERIAL ORIGINÁRIO - Produto de alteração de rocha gnáissica

PEDREGOSIDADE - não pedregosa

ROCHOSIDADE - ligeiramente rochosa a rochosa

RELEVO LOCAL /REGIONAL - Ondulado /Montanhoso

DRENAGEM - bem drenado, mesmo logo após dois dias de chuva

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Floresta ombrófila de altitude concentrada nas linhas de drenagem do terreno (bioma mata atlântica)

USO ATUAL–vegetação nativa

CLIMA - Cwb (classificação de Köppen)

DESCRITO E COLETADO POR - Eduane J. Pádua, Alessandro V. Pedroso, José Roberto “Pezão”, Deivisson e Denildo Santos (Dadá).

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

O1 0–5 cm, cor preto (5Y 2,5/1, úmido); estrutura granular a grumosa fraca pequena; não pedregoso; transição ondulada abrupta; raízes muitas e muito finas.

O2 5–100+ cm, cor preto (2,5Y 2/0, úmido) com presença marcante de fragmentos de muscovita; estrutura predominantemente granular, com blocos subangulares pequena; não pedregoso; raízes muitas de finas a médias ao longo do horizonte.

ANÁLISES DO SOLO

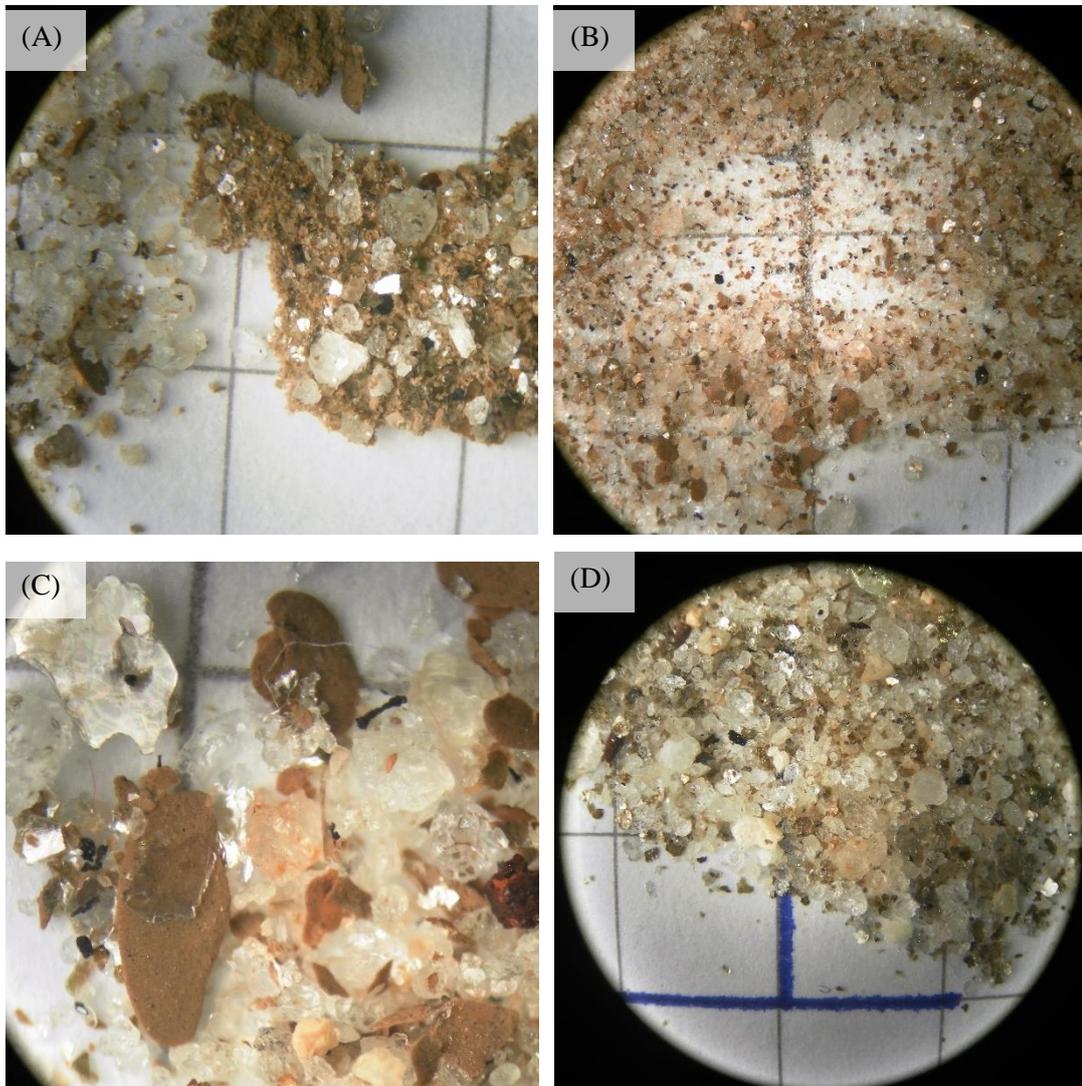
Hor. cm	pH (1:2,5)		K ⁺	Al ³⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SB	T	V %	m
	H ₂ O	KCl								
O1 (0-5)	4,4	3,5	0,37	2,4	0,80	0,50	1,67	33,24	5,02	58,97
O2 (5-100+)	5,0	4,0	0,09	1,5	0,15	0,11	0,35	14,54	2,41	81,08

Figura 16 – Detalhes da paisagem local da topossequência gnáissica (A), da floresta ombrófila densa altimontana (B) e do perfil descrito do organossolo a 2.050 m de altitude.



Fonte: Do autor (2017).

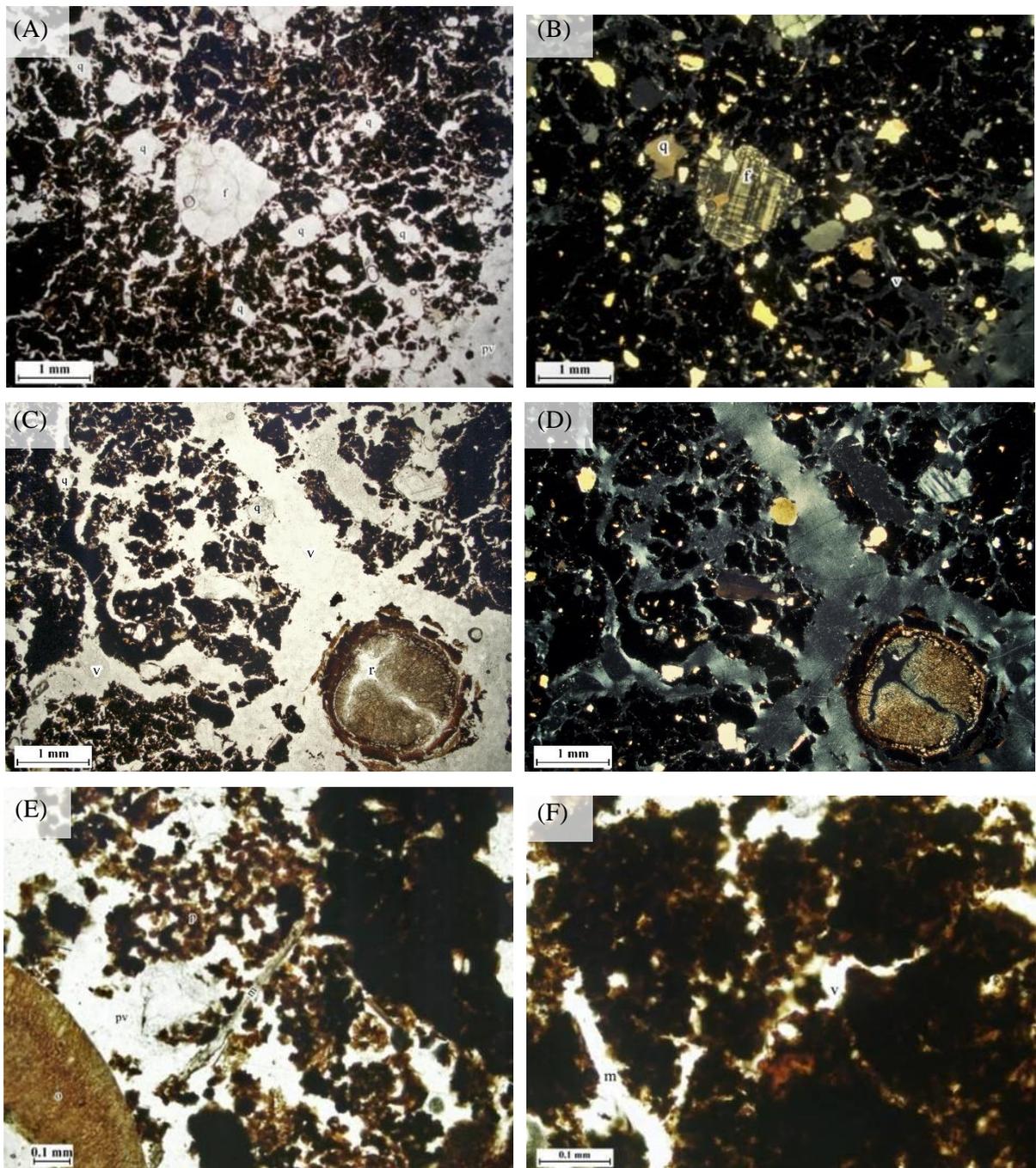
Figura 17 – Fração areia das profundidades de 0–5 cm (A), 20–40 cm (B, C) e 60–100 cm (D) do organossolo a 2.050 m após remoção da MOS.



Notar presença abundante de quartzo e mica na fração areia (A, C, D); MOS formando agregado com partículas de areia (A); pseudo-areia não dispersa formada pelas frações finas e MOS (B, C).
Quadrícula do fundo medindo 5 mm.

Fonte: Do autor (2017).

Figura 18 – Micromorfologia da camada superficial (0–10 cm) do organossolo a 2.050 m de altitude.



Notar a microestrutura granular/grumosa, a cor escura da matriz sob influência do alto teor de COS (A, C, D), fragmentos de material de origem, grãos de microclínio, quartzo sob luz polarizada planar (A) e luz polarizada cruzada (B), raiz viva dentro de macroporo (C, D), excrementos granulares (E), e detalhe de grumos ricos em COS (F).

Fonte: Do autor (2017).

APÊNDICE B

DESCRIÇÃO DO PERFIL GNÁISSICO 1.710 m

DESCRIÇÃO - 14/08/2014

CLASSIFICAÇÃO SiBCS – CAMBISOLO HÚMICO Distrófico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO e COORDENADAS - Parque Estadual Serra do Papagaio, estrada rural com destino ao Pico do Papagaio até a pousada Canto das Bromélias, Aiuruoca-MG, 22°0'41" S e 44°40'3" O

ALTITUDE - 1.710 m

SITUAÇÃO, DECLIVE, ASPECTO E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL - Amostras coletadas no terço superior de encosta, com declive de 21%, aspecto Sul, sob vegetação nativa (floresta ombrófila)

LITOLOGIA –predomínio de formações granítica-gnáissicas, com biotita-xisto e biotita-gnaisses homogêneos ou com bandamentos micáceos

FORMAÇÃO GEOLÓGICA - Megassequência Andrelândia, sequência Serra do Turvo

MATERIAL ORIGINÁRIO - Produto de alteração de rocha gnáissica

PEDREGOSIDADE - não pedregosa

ROCHOSIDADE - não rochosa

RELEVO LOCAL /REGIONAL- Forte ondulado /Montanhoso

DRENAGEM - bem drenado, mesmo logo após dois dias de chuva

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Floresta ombrófila concentrada nas linhas de drenagem do terreno (bioma mata atlântica)

USO ATUAL - vegetação nativa (reserva)

CLIMA - Cwb (classificação de Köppen)

DESCRITO E COLETADO POR - Eduane J. Pádua, Alessandro V. Pedroso, Deivisson e José Roberto “Pezão”

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

O 0–15 cm, cor preto (5Y 2,5/1, úmido); estrutura granular fraca pequena; não pedregoso; transição ondulada clara; raízes muitas e finas a médias.

A húmico 15–60 cm, cor preto (2,5Y 2/0, úmido) transição gradual ondulada, com presença marcante de fragmentos de mica; estrutura fraca a moderada predominantemente granular, com blocos subangulares pequenos a médios; não pedregoso; raízes poucas e finas.

Bi 60–100+ cm, cor bruno escuro (10YR 3/3, úmido); estrutura em blocos fraca pequena; pedregoso (matação), raízes raras muito finas.

ANÁLISE QUÍMICA

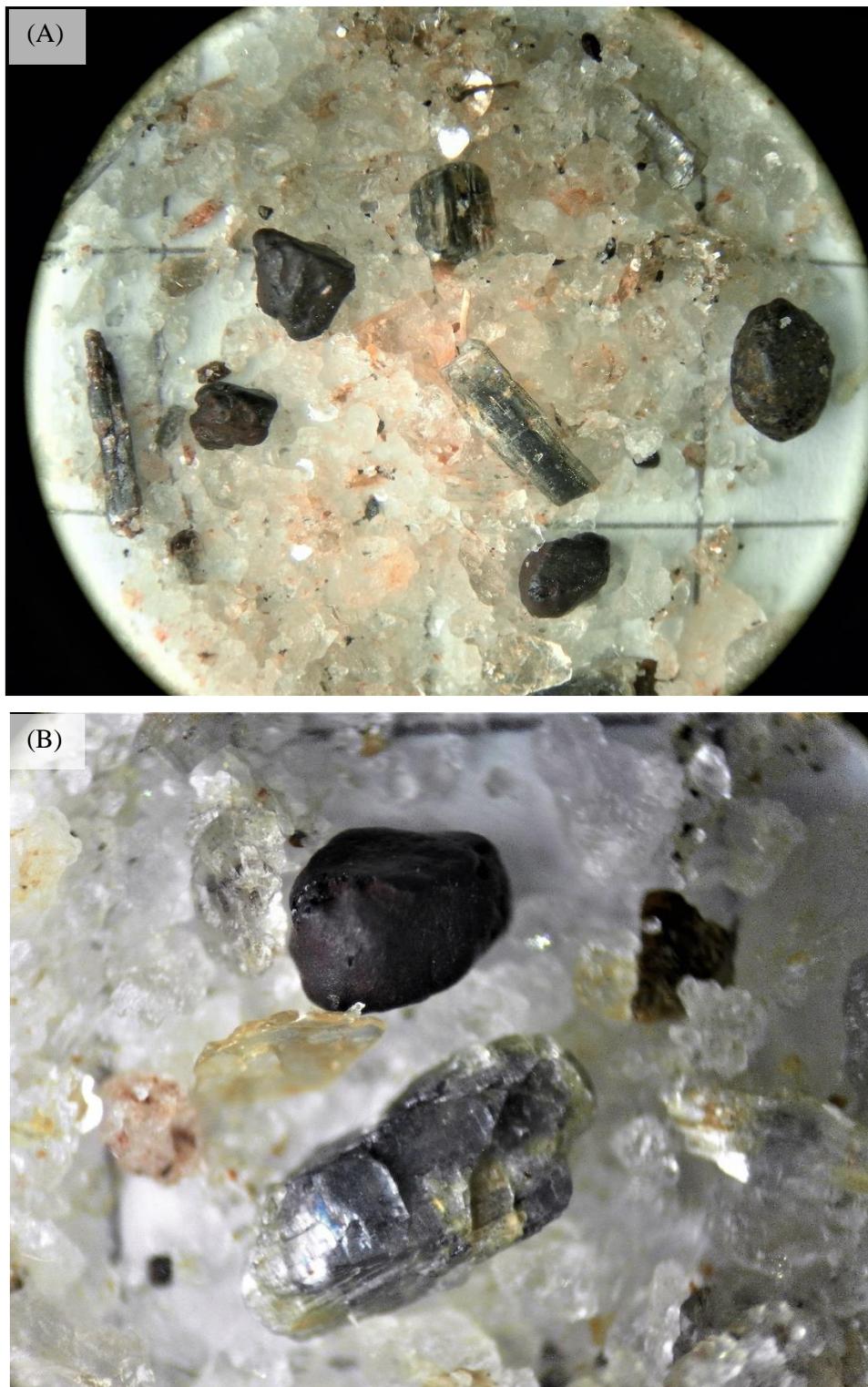
Hor. cm	pH H ₂ O	pH KCl	K ⁺	Al ³⁺	Ca ²⁺ cmol _c dm ⁻³	Mg ²⁺	SB	T	V %	m
O (0-15)	4,1	3,3	0,23	2,1	0,13	0,18	0,5	33,6	1,6	79,6
A (15-60)	4,8	3,9	0,06	1,3	0,08	0,07	0,2	13,5	1,6	86,1
Bi (60-100+)	5,3	4,2	0,02	0,4	0,13	0,07	0,2	3,8	5,8	64,5

Figura 19 – Detalhes da paisagem local da topossequência gnáissica (A), da floresta ombrófila densa altimontana (B) e do perfil do cambissolo descrito a 1.710 m de altitude.



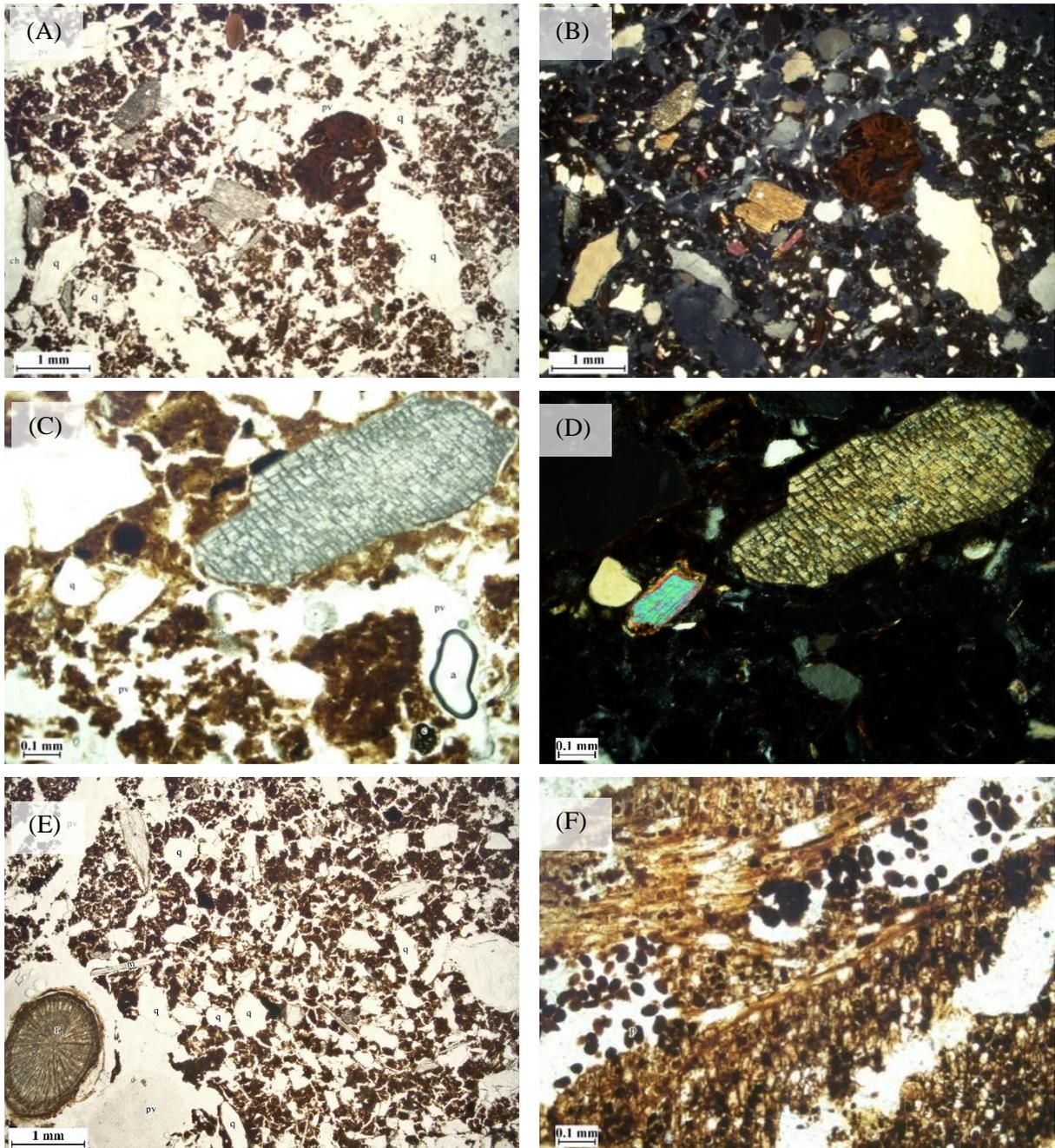
Fonte: Do autor (2017).

Figura 20 – Fração areia da profundidade de 0–5 cm do cambissolo a 1.710 m após remoção da MOS.



Notar presença abundante de quartzo e mica, com nódulos de ferro e fragmentos de cianita comuns na fração areia (A, B). Quadrícula do fundo medindo 5 mm.
Fonte: Do autor (2017).

Figura 21 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 1.710 m de altitude.



Notar a microestrutura granular e em blocos pequenos formados por grânulos coalescidos de alta porosidade (A, B, C, D, E), material grosseiro formado por quartzo angular e pseudomorfo de granada alterada (A, B) e fragmento de feldspato intemperizado e mica preservada (muscovita) originários do material de origem (C, D), raiz viva em macroporo do tipo canal (E) e raiz decomposta com excrementos (F).

Fonte: Do autor (2017).

APÊNDICE C

DESCRIÇÃO DO PERFIL GNÁISSICO 1.480 m

DESCRIÇÃO - 15/08/2014

CLASSIFICAÇÃO SiBCS – CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO e COORDENADAS - Parque Estadual Serra do Papagaio, estrada rural sentido Poço do Joaquim Bernardo, Aiuruoca-MG, 22°0'48" S e 44°39'38" O

ALTITUDE - 1.480 m

SITUAÇÃO, DECLIVE, ASPECTO E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL - Amostras coletadas no terço inferior de encosta, com declive de 36%, aspecto Sudeste, sob vegetação nativa (floresta ombrófila em regeneração)

LITOLOGIA - predomínio de formações granítica-gnáissicas, com biotita-xisto e biotita-gnaisses homogêneos ou com bandamentos micáceos

FORMAÇÃO GEOLÓGICA - Megassequência Andrelândia, sequência Serra do Turvo

MATERIAL ORIGINÁRIO - Produto de alteração de rocha gnáissica

PEDREGOSIDADE - não pedregosa

ROCHOSIDADE - ligeiramente rochosa

RELEVO LOCAL /REGIONAL - Forte ondulado /Montanhoso

DRENAGEM—moderadamente drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Floresta ombrófila de altitude concentrada nas linhas de drenagem do terreno (bioma mata atlântica)

USO ATUAL - vegetação nativa - mata secundária com regeneração

CLIMA - Cwb (classificação de Köppen)

DESCRITO E COLETADO POR - Eduane J. Pádua, Alessandro V. Pedroso, Deivisson.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A (0–16 cm), cor bruno-amarelado escuro (10YR 3/4, úmido); estrutura granular moderada pequena; não pedregoso; cerosidade pouca e fraca; transição ondulada clara; raízes muitas, de muito finas a grossas.

BA (16–57 cm), cor bruno-amarelado escuro (10YR 3/4, úmido); estrutura predominantemente em blocos moderada pequena e granular; não pedregoso; cerosidade pouca e fraca; raízes comuns, de finas a médias.

Bi (57–78 cm), cor bruno-amarelado escuro (10YR 4/6, úmido); estrutura em blocos moderada pequena; não pedregoso, com cascalho a 70 cm; cerosidade pouca e fraca; transição ondulada clara; raízes poucas, médias.

C (78–100+ cm), cor bruno forte (7,5YR 5/6, úmido); estrutura em blocos moderada pequena; ligeiramente pedregoso; cerosidade pouca e fraca; raízes raras médias.

ANÁLISE QUÍMICA

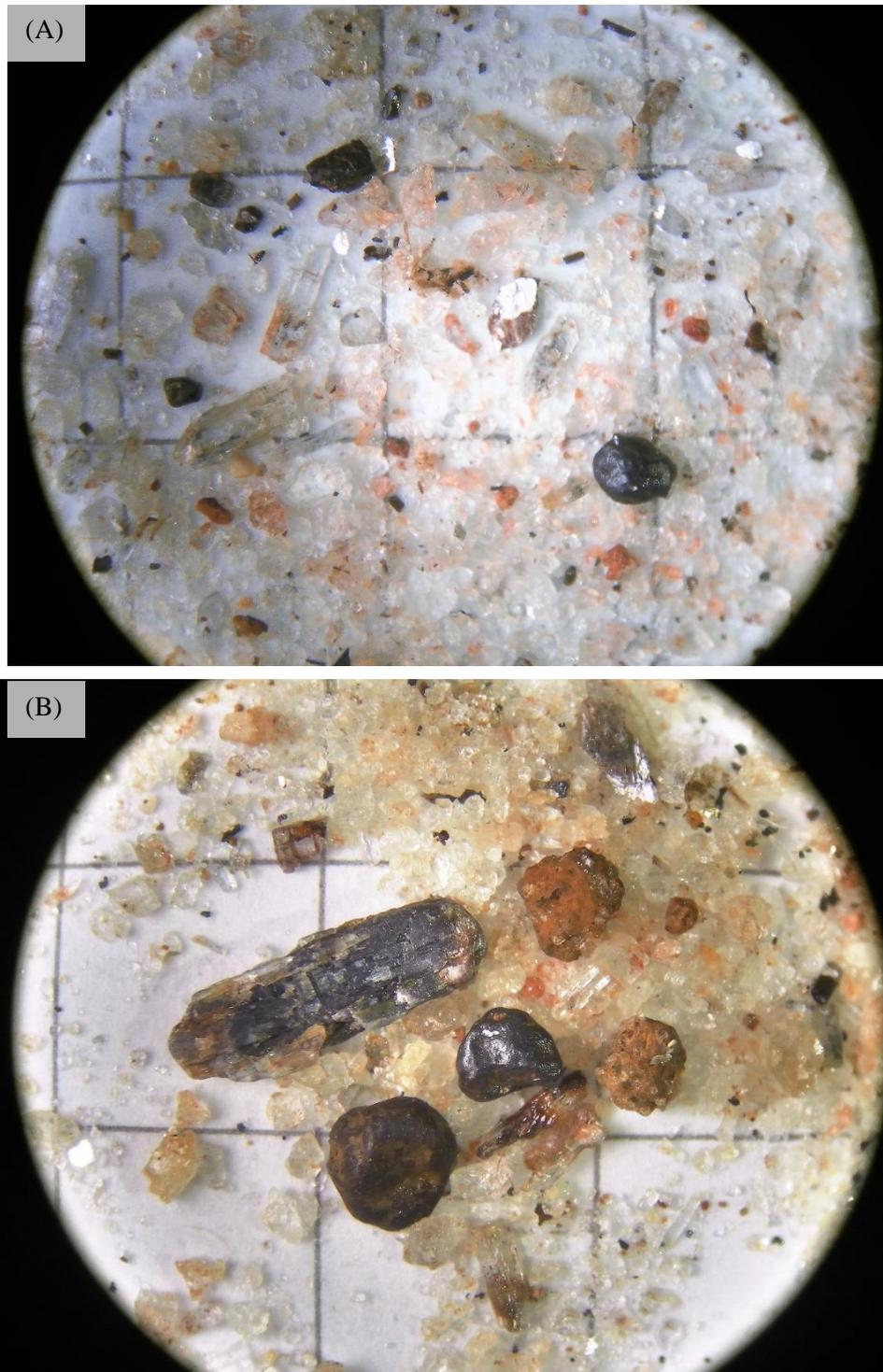
Hor. cm	pH H ₂ O	pH KCl	K ⁺	Al ³⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SB	T	V %	m
		
A (0-16)	4,4	3,7	0,18	1,3	0,11	0,12	0,4	15,4	2,7	76,0
BA (16-57)	5,1	4,2	0,06	0,6	0,10	0,09	0,3	10,8	2,3	70,6
Bi (57-78)	5,1	4,2	0,02	0,4	0,08	0,04	0,1	5,5	2,6	74,1
C (78-100+)	5,1	4,2	0,02	0,3	0,10	0,05	0,2	3,9	4,4	63,8

Figura 22 – Detalhes da paisagem local da topossequência gnáissica (A), da floresta ombrófila secundária (B) e do perfil descrito do cambissolo a 1.480 m de altitude.



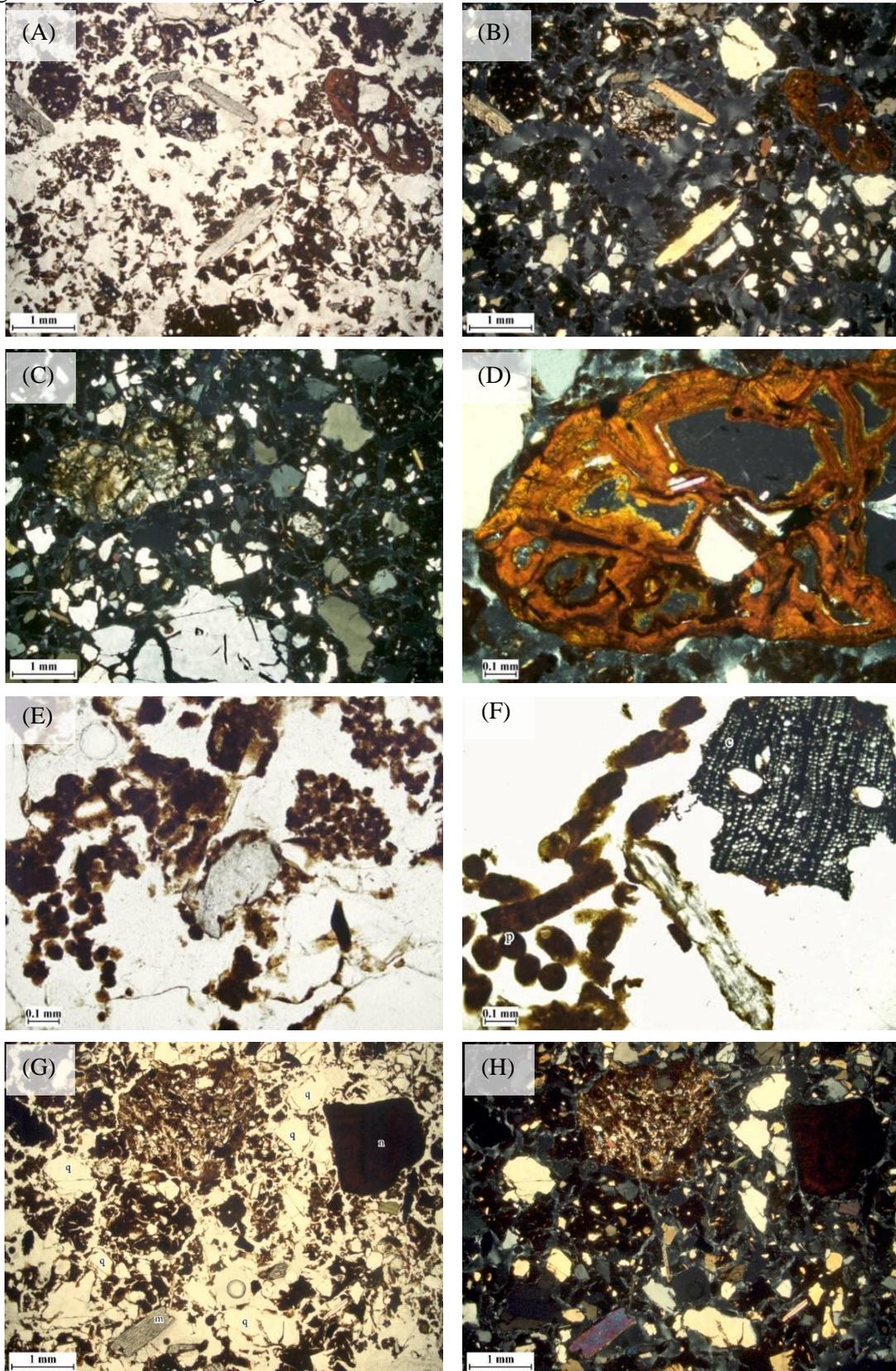
Fonte: Do autor (2017).

Figura 23 – Fração areia da profundidades de 0–5 cm (A) e 20-40 cm (B) do cambissolo a 1.480 m após remoção da MOS.



Notar presença abundante de quartzo, material orgânico fresco e carbonizado esparsos (A), com nódulos de ferro e fragmentos de cianita comuns (B). Quadrícula do fundo medindo 5 mm.
Fonte: Do autor (2017).

Figura 24 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 1.480 m de altitude.



Notar a microestrutura granular e em blocos formados por grânulos coalescidos, material grosseiro formado por quartzo angular pouco esférico (A, B, C, H), muscovita (A, B, H), alteromorfos de óxido de Fe em “boxwork” sobre granada intemperizada (A, B, D), fragmentos de rocha (C, G, H), excrementos granulares e carvão de madeira (E, F) e provável anfibólio (G). Fonte: Do autor (2017).

APÊNDICE D

DESCRIÇÃO DO PERFIL METAPELÍTICO 1.240 m

DESCRIÇÃO - 20/03/2014

CLASSIFICAÇÃO SiBCS - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO e COORDENADAS - Parque Estadual Serra da Boa Esperança, estrada rural à direita do restaurante 3 irmãs, Boa Esperança-MG, 20°59'31" S e 45°37'60" O

ALTITUDE - 1.240 m

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE, ASPECTO E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL—Amostras coletadas no terço superior de encosta, com declive de 36%, aspecto Sul, sob vegetação nativa (floresta estacional semidecidual em regeneração)

LITOLOGIA - rochas quartzíticas e metapelíticas

FORMAÇÃO GEOLÓGICA - Sequência da Serra da Boa Esperança, Faixa Brasília Meridional

MATERIAL ORIGINÁRIO - Produto de alteração de rocha metapelítica

PEDREGOSIDADE - pedregosa (massa do solo)

ROCHOSIDADE - não rochosa

RELEVO LOCAL /REGIONAL - Forte ondulado /Montanhoso

DRENAGEM - bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Floresta estacional semidecidual (transição entre biomas Cerrado e Mata Atlântica)

USO ATUAL - vegetação nativa—mata secundária com regeneração

CLIMA - Cwa (classificação de Köppen)

DESCRITO E COLETADO POR - Eduane J. Pádua, Gonçalves J. Marrenjo e Yuri L. Zinn.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A (0–16 cm), cor bruno-avermelhado escuro (5YR 3/4, úmido); estrutura em blocos subangulares moderada pequena; ligeiramente pedregoso; transição plana gradual; raízes muitas, de muito finas a médias.

BA (16–40 cm), cor bruno-avermelhado (5YR 4/4, úmido); estrutura em blocos subangulares moderada média a grande; pedregoso; cerosidade comum fraca, transição plana gradual; raízes comuns, de finas a médias.

Bi (40–85 cm), cor bruno-avermelhado escuro (5YR 3/4, úmido); estrutura em blocos subangulares moderada média; muito pedregoso; cerosidade pouca e fraca transição ondulada clara; raízes comuns, de finas a médias.

C (85–100+ cm), cor vermelho-amarelado (5YR 5/8, úmido); estrutura em blocos moderada pequena; moderadamente pedregoso; cerosidade comum e moderada; raízes raras finas.

ANÁLISE QUÍMICA

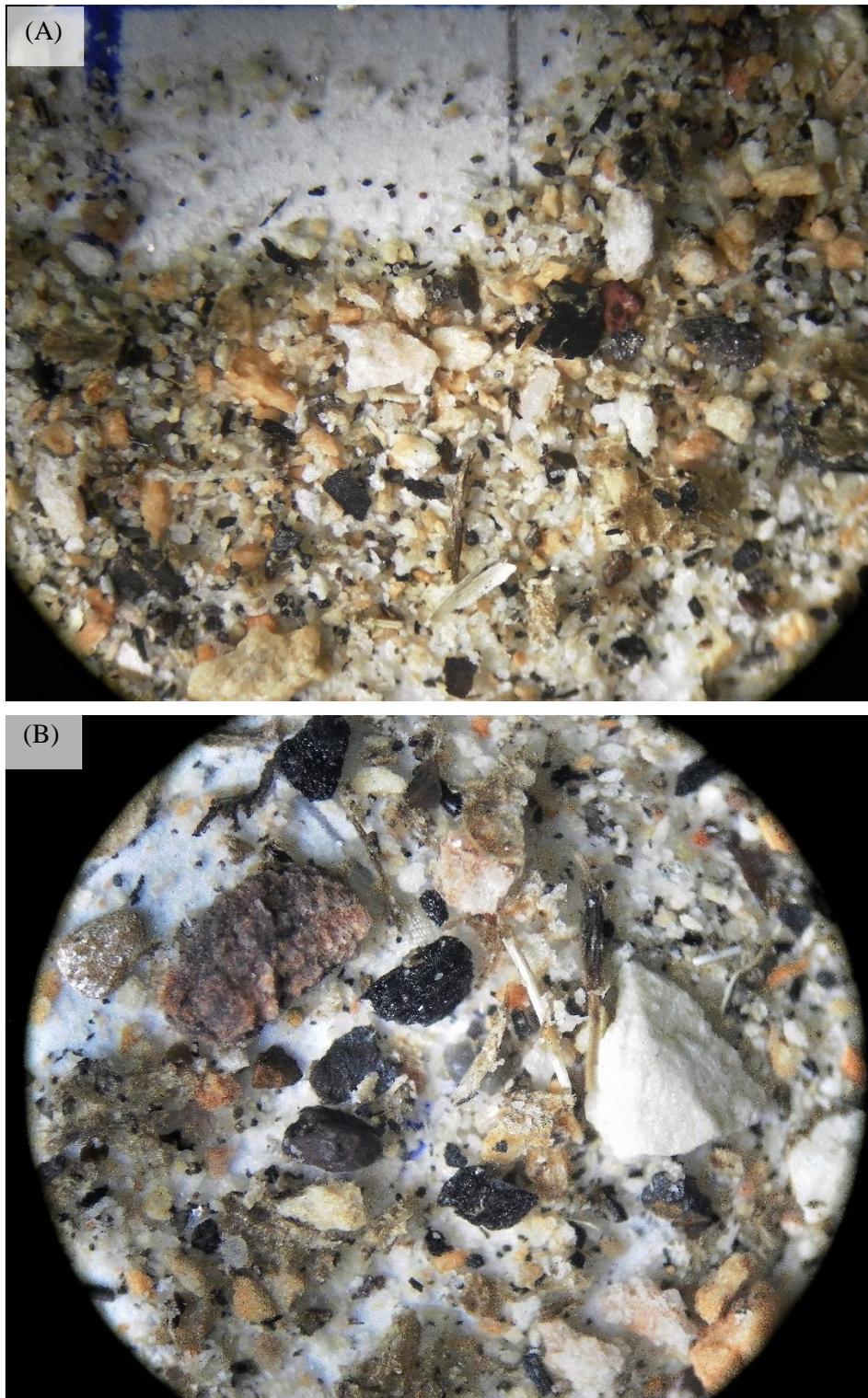
Hor cm	pH H ₂ O	pH KCl	K ⁺	Al ³⁺	Ca ²⁺ cmol _c dm ⁻³	Mg ²⁺	SB	T	V %	m
A (0–16)	5,0	4,0	0,44	0,5	2,32	0,98	3,7	13,4	28,0	11,8
BA (16–40)	5,0	3,9	0,25	0,8	0,53	0,27	1,1	11,4	9,2	43,2
Bi (40–85)	5,1	4,0	0,11	0,7	0,14	0,06	0,3	7,4	4,2	69,3
C (85–100+)	5,1	4,0	0,04	0,6	0,13	0,04	0,2	3,9	5,3	74,1

Figura 25 – Detalhes da vegetação florestal com sub-bosque denso (A), do solo com pedregosidade (B) e do perfil descrito do cambissolo, a 1.240 m de altitude na topossequência metapelítica.



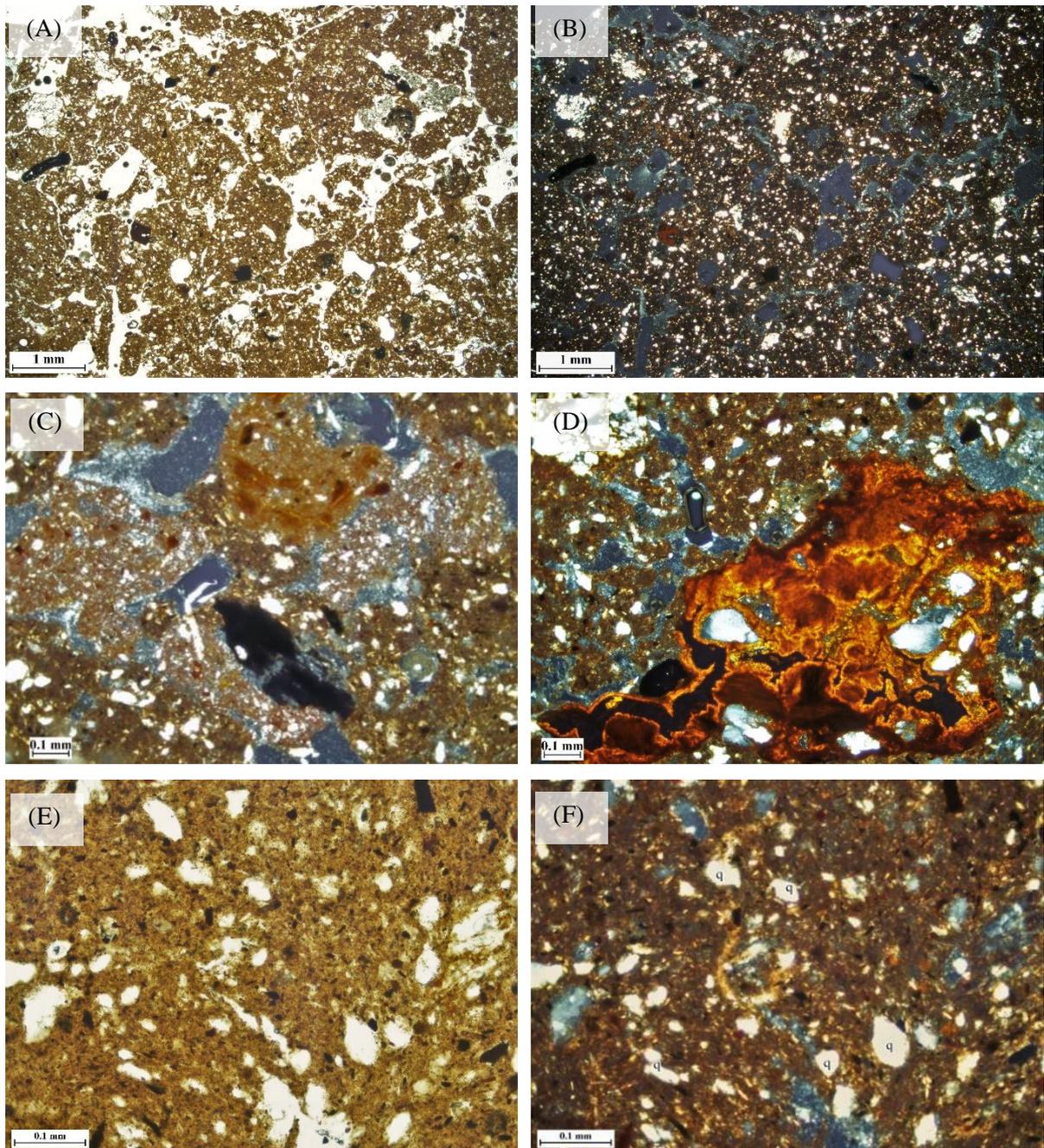
Fonte: Do autor (2017).

Figura 26 – Fração areia das profundidades de 0–5 cm (A e B) do cambissolo a 1.240 m após remoção da MOS.



Notar a heterogeneidade característica de material sedimentar, com grãos de quartzo de tamanho reduzido, fragmentos de carvão vegetal e quartzito. Quadrícula do fundo medindo 5 mm.
Fonte: Do autor (2017).

Figura 27 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 1.240 m de altitude.



Notar a microestrutura em blocos formados por grânulos coalescidos (A, B) ou quase maciços (E, F), material grosseiro formado por quartzo subsférico e pouco angular, e trama birrefringente salpicada a cristalítica micácea; provável nódulo de argila iluvial, reliquial e impregnado por óxidos de Fe e Mn (D).

Fonte: Do autor (2017).

APÊNDICE E

DESCRIÇÃO DO PERFIL METAPELÍTICO 975 m

DESCRIÇÃO - 20/03/2014

CLASSIFICAÇÃO SiBCS - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO e COORDENADAS - Parque Estadual Serra da Boa Esperança, estrada rural para o restaurante 3 irmãs, Boa Esperança-MG, 21°0'14" S e 45°37'28" O

ALTITUDE - 975 m

SITUAÇÃO, DECLIVE, ASPECTO E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL - Amostras coletadas em terço médio de encosta, com declive de 36%, aspecto Leste, sob vegetação nativa (floresta estacional semidecidual em linha de drenagem)

LITOLOGIA - rochas quartzíticas e metapelíticas

FORMAÇÃO GEOLÓGICA - Sequência Serra da Boa Esperança, Faixa Brasília Meridional

MATERIAL ORIGINÁRIO - Produto de alteração de rocha metapelítica

PEDREGOSIDADE - pedregosa (massa do solo)

ROCHOSIDADE - não rochosa

RELEVO LOCAL /REGIONAL - Forte ondulado /Montanhoso

DRENAGEM—moderadamente drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Floresta estacional semidecidual montana (transição entre biomas Cerrado e Mata Atlântica)

USO ATUAL - vegetação nativa

CLIMA - Cwa (classificação de Köppen)

DESCRITO E COLETADO POR - Eduane J. Pádua, Gonçalves J. Marrenjo e Yuri L. Zinn.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A (0–30 cm), cor vermelho-amarelado (5YR 4/6, úmido); estrutura moderada em blocos subangulares pequenos a médios; não pedregoso; cerosidade comum e fraca; transição plana gradual; raízes muitas, de muito finas a médias.

AB (30–43 cm), cor vermelho-amarelado (5YR 5/6, úmido); estrutura moderada em blocos subangulares média a grande; ligeiramente pedregoso; cerosidade comum e fraca; transição plana gradual; raízes comuns, de finas a médias.

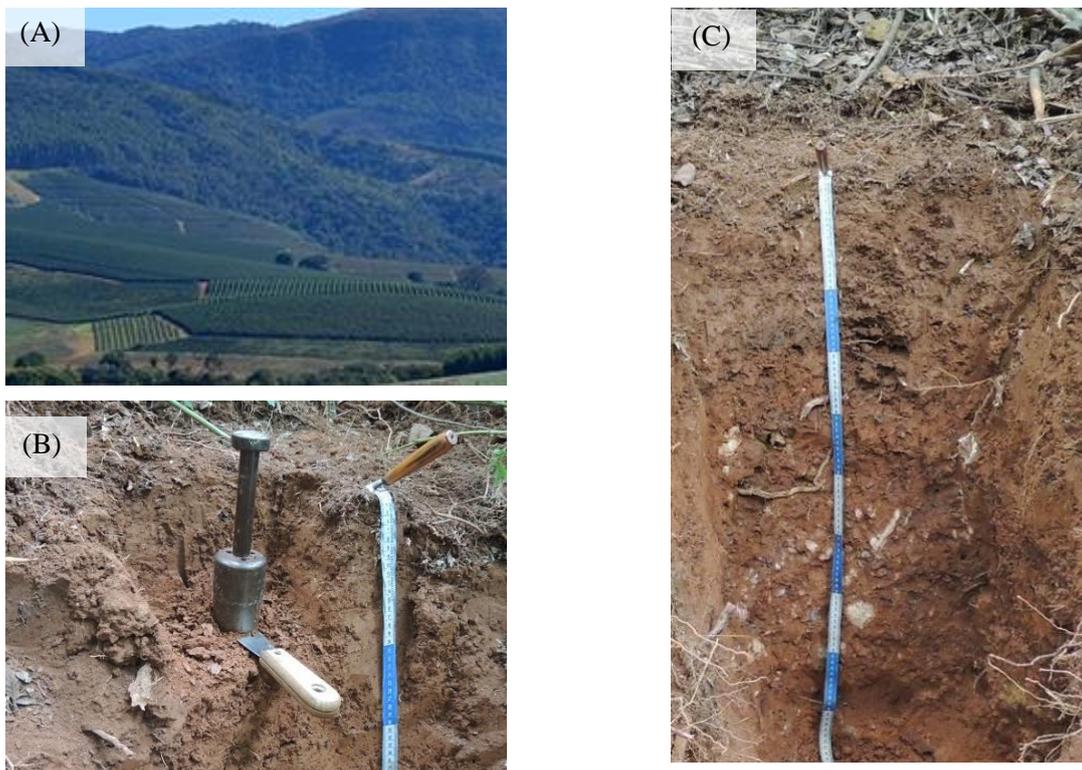
Bi (43–85 cm), cor vermelho-amarelado (5YR 5/6, úmido); estrutura moderada em blocos subangulares pequenos; muito pedregoso; transição ondulada clara; raízes poucas, de finas a grossas.

BC (85–100+ cm), cor vermelho-amarelado (5YR 5/8, úmido); estrutura moderada em blocos pequena; moderadamente pedregoso; cerosidade pouca e fraca; raízes raras finas.

ANÁLISE QUÍMICA

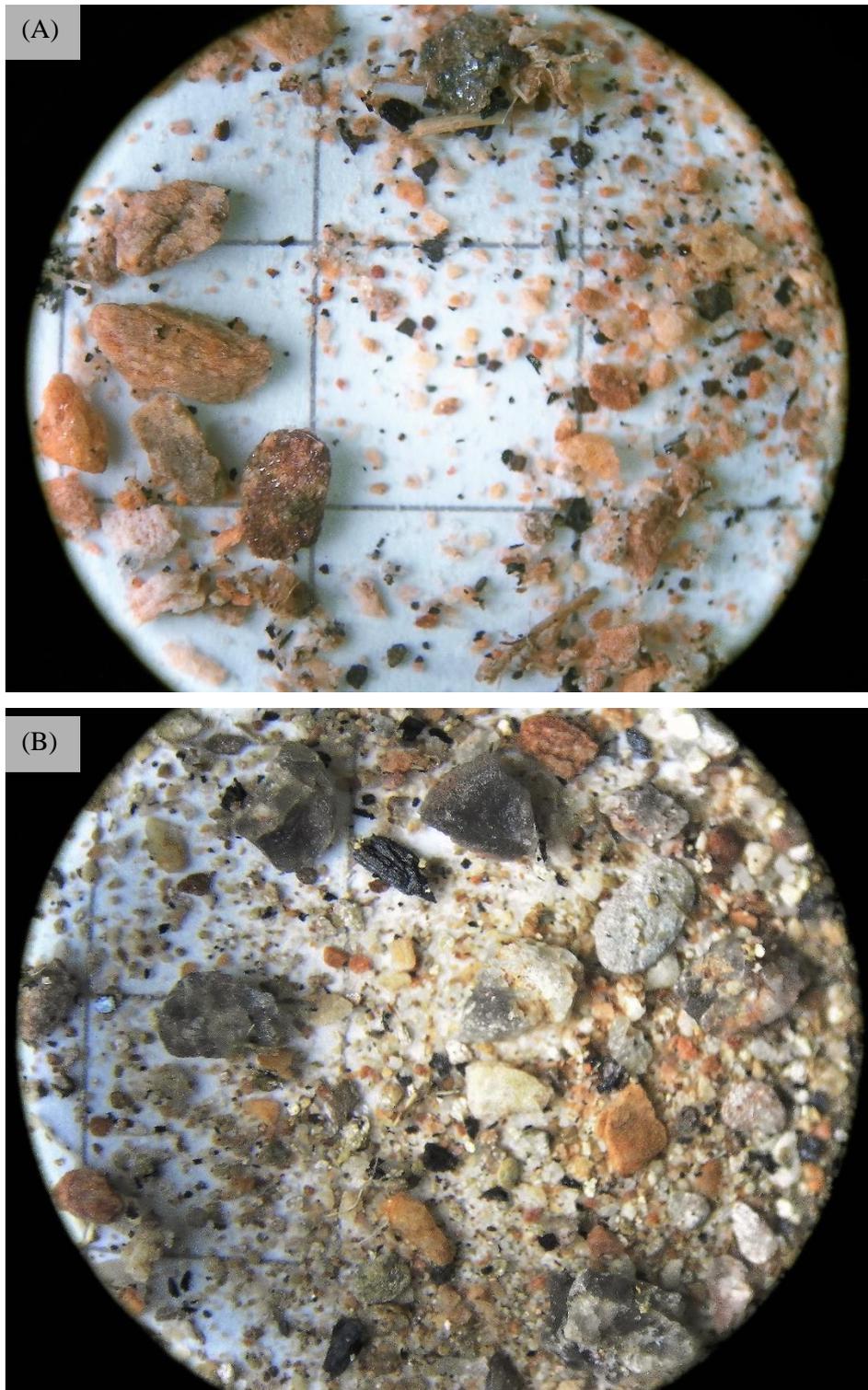
Hor cm	pH H ₂ O	pH KCl	K ⁺	Al ³⁺	Ca ²⁺ cmol _c dm ⁻³	Mg ²⁺	SB	T	V %	m
A (0–30)	4,7	3,7	0,16	1,5	0,18	0,08	0,4	8,9	4,7	78,1
AB (30–43)	4,8	3,8	0,12	1,4	0,09	0,10	0,3	7,8	4,0	81,9
Bi (43–85)	4,8	3,7	0,08	1,4	0,09	0,01	0,2	7,2	2,5	88,6
BC (85–100+)	4,8	3,7	0,05	1,4	0,05	0,04	0,1	8,2	1,7	90,9

Figura 28 – Detalhes da paisagem da topossequência metapelítica (A), da coleta das amostras (B) ao longo do perfil do cambissolo descrito (C), a 975 m de altitude.



Fonte: Do autor (2017).

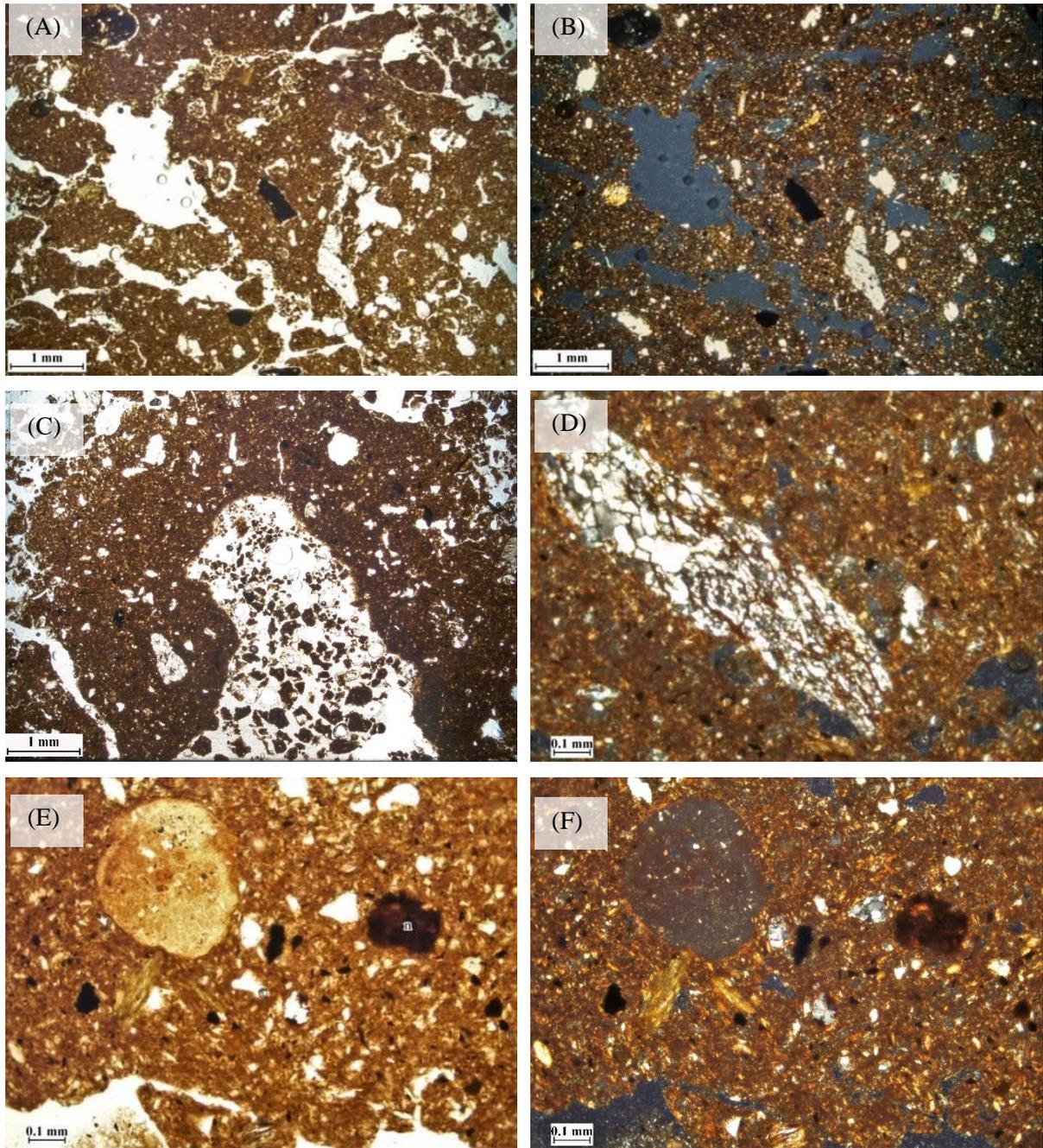
Figura 29 – Fração areia das profundidades de 0–5 cm (A) e 10–20 cm (B) do cambissolo a 975 m após remoção da MOS.



Notar a heterogeneidade e grãos arredondados a arredondados característicos de material sedimentar, com grãos de quartzo de tamanho reduzido, fragmentos de carvão vegetal e quartzito. Quadrícula do fundo medindo 5 mm.

Fonte: Do autor (2017).

Figura 30 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 975 m de altitude.



Notar a microestrutura em blocos subangulares, poros planares ou canais (A, C), material grosseiro formado por quartzo angular e pouco esférico, minerais opacos (A, B, E), fragmentos de rocha quartzítica (D), nódulos de óxido de Fe e provável Al (E, F), trama cristalítica micácea e salpicada (E, F), indicadora de argila rica em ilita.

Fonte: Do autor (2017).

APÊNDICE F

DESCRIÇÃO DO PERFIL METAPELÍTICO 800 m

DESCRIÇÃO - 28/04/2014

CLASSIFICAÇÃO SiBCS - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico gleissólico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO e COORDENADAS - BR 369, km 96, Fazenda Sabaré (Sr. Arnon Fagundes), Serra da Boa Esperança, Boa Esperança-MG, 20°59'25" S e 45°35'26" O

ALTITUDE - 800 m

SITUAÇÃO, DECLIVE, ASPECTO E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL - Amostras coletadas em terço inferior de encosta, com declive de 21%, aspecto Sul, sob mata riparia nativa.

LITOLOGIA - rochas metapelíticas

FORMAÇÃO GEOLÓGICA - Formação Samburá, Cráton do São Francisco

MATERIAL ORIGINÁRIO - Produto de alteração de rocha metapelítica

PEDREGOSIDADE - não pedregosa

ROCHOSIDADE - não rochosa

RELEVO LOCAL /REGIONAL - Forte ondulado /Montanhoso

DRENAGEM - imperfeitamente drenado (próximo a nascente)

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Mata ripária (transição entre biomas Cerrado e Mata Atlântica)

USO ATUAL - vegetação nativa (área de preservação permanente)

CLIMA - Cwa (classificação de Köppen)

DESCRITO E COLETADO POR - Eduane J. Pádua, Zélio R. Souza.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A (0–30 cm), cor bruno-amarelado escuro (10YR 4/4, úmido); estrutura em blocos subangulares moderada pequena; não pedregoso; transição plana gradual; raízes muitas, de muito finas a médias.

Bi (30–65 cm), cor bruno-forte (7,5YR 5/6, úmido); estrutura em blocos subangulares moderada média a grande; consistência macia, não pedregoso; transição irregular gradual; raízes poucas, médias a grossas.

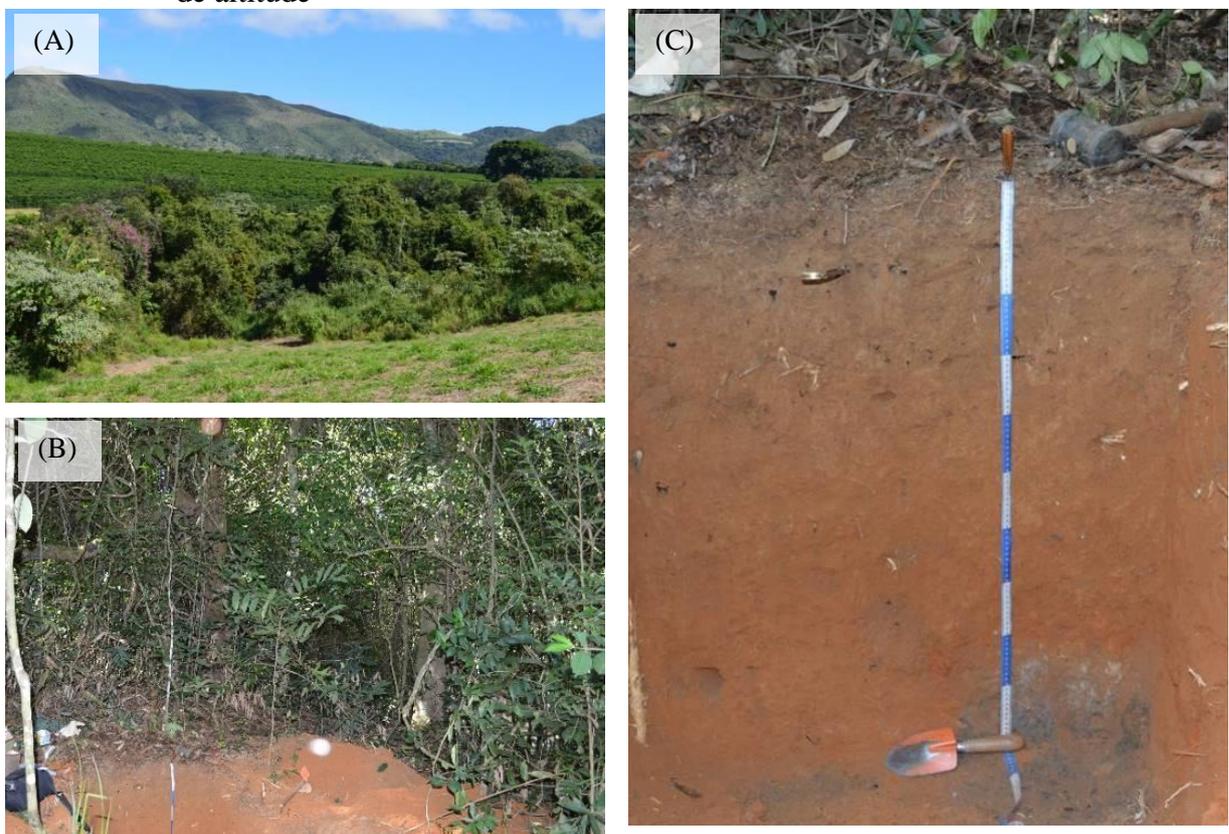
C (65–85 cm), horizonte não descrito no campo.

Glei (85–100+ cm), horizonte não descrito no campo, cor acinzentada, com aspectos de gleização causado provavelmente pela proximidade do lençol, na posição mais baixa da paisagem, não pedregoso, transição descontínua clara.

ANÁLISE QUÍMICA

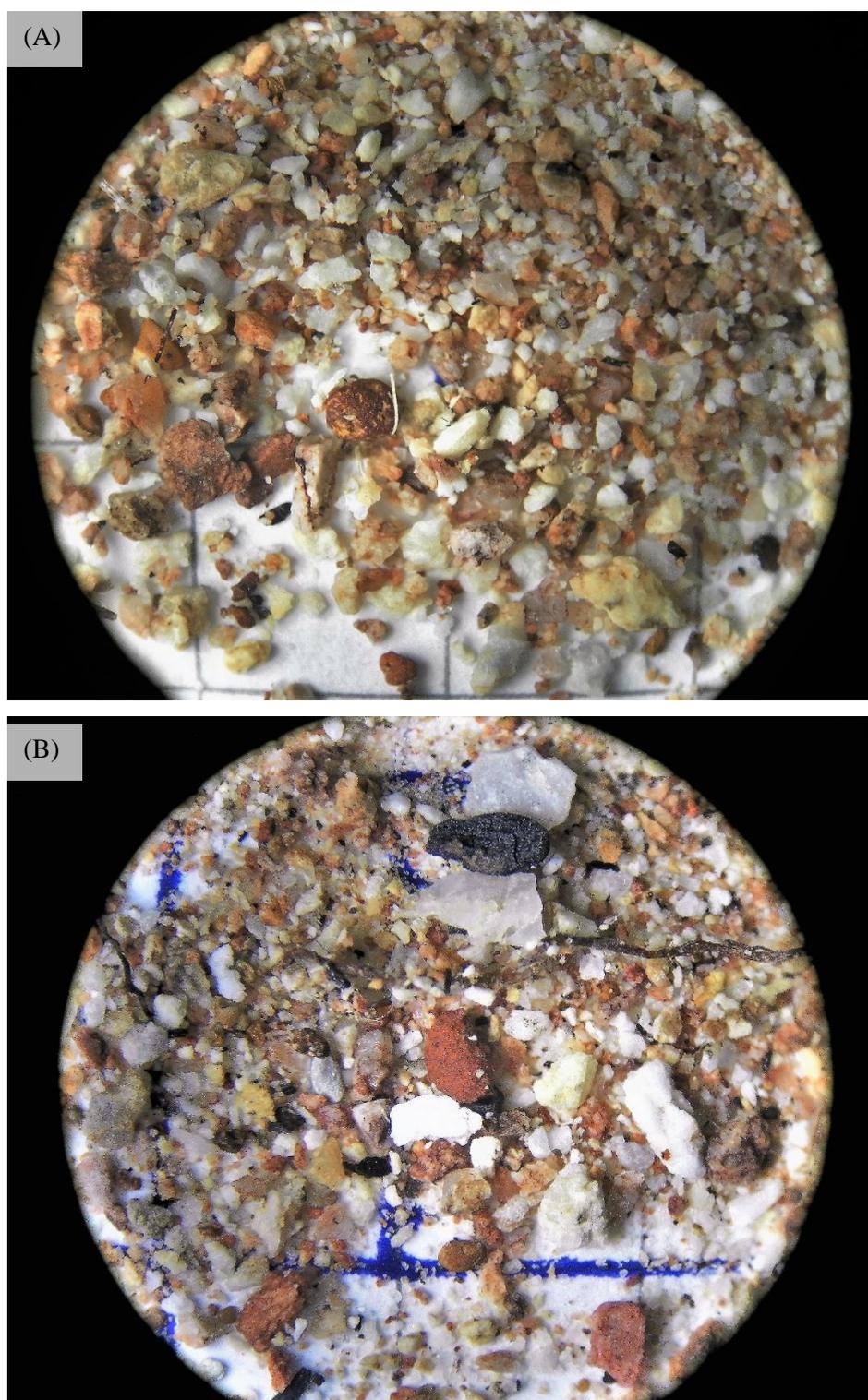
Hor cm	pH H ₂ O	pH KCl	K ⁺	Al ³⁺	Ca ²⁺ cmol _c dm ⁻³	Mg ²⁺	SB	T	V %	m
A (0–30)	4,9	3,6	0,48	1,1	1,04	1,00	2,5	17,2	14,7	30,4
Bi+C (30–85)	4,9	3,7	0,12	1,4	0,10	0,05	0,3	10,2	2,6	83,8

Figura 31 – Detalhes da paisagem na topossequência metapelítica (A), da vegetação (mata ripária) com sub-bosque denso (B) e do perfil descrito do cambissolo, a 800 m de altitude



Fonte: Do autor (2017).

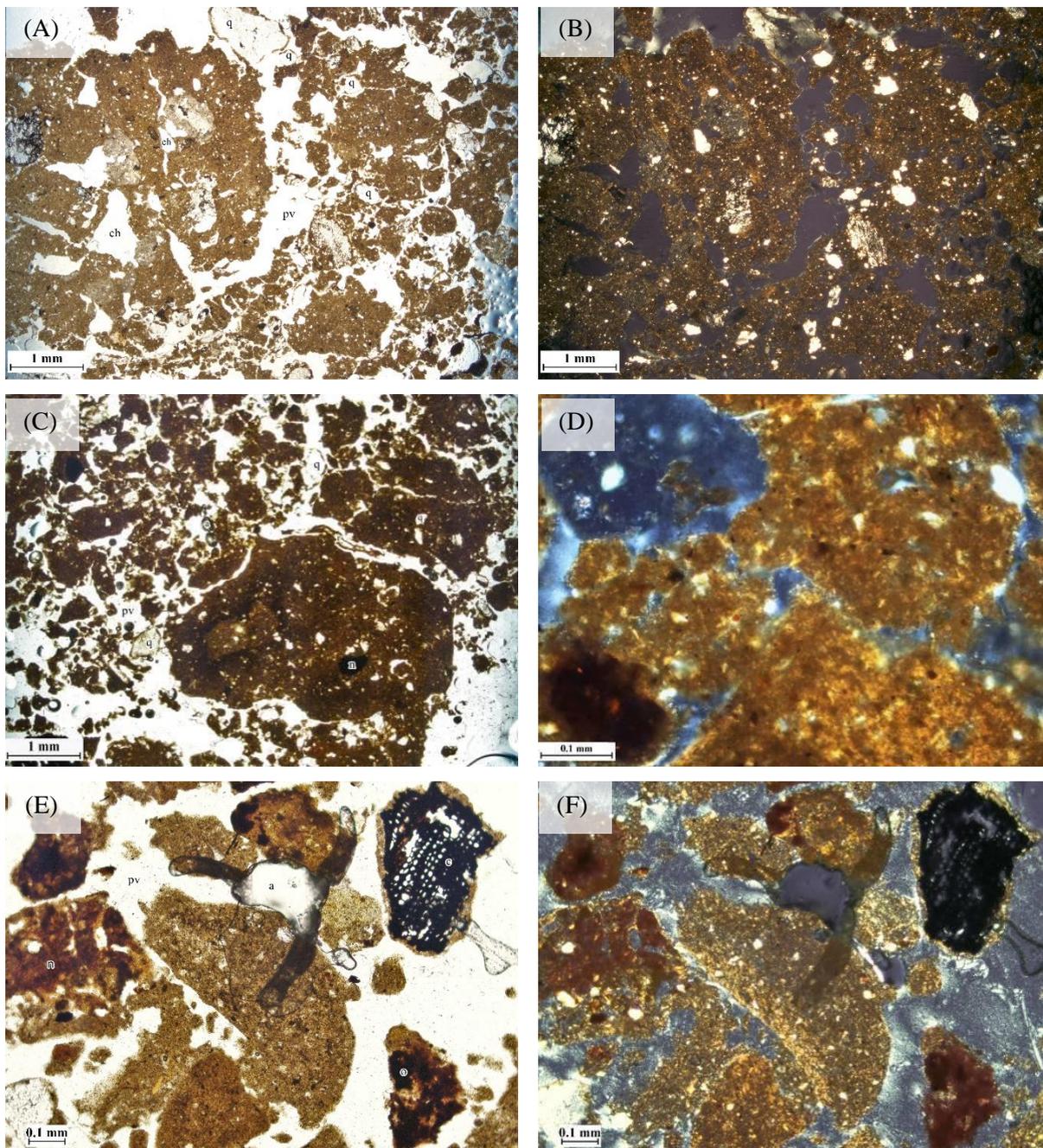
Figura 32 – Fração areia das profundidades de 5–10 cm (A) e 20–40 cm (B) do cambissolo a 800 m após remoção da MOS.



Notar a heterogeneidade característica de material sedimentar, com grãos de quartzo de tamanho reduzido, fragmentos de carvão vegetal, quartzito, nódulos de ferro. Quadrícula do fundo medindo 5 mm.

Fonte: Do autor (2017).

Figura 33 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 800 m de altitude.



Notar a microestrutura em blocos subangulares, parcialmente granular (A, C), material grosseiro formado por quartzo subangular e subsférico (B, D), sugerindo algum transporte, nódulos de óxido de Fe (D, E, F) e trama birrefringente cristalítica micácea a salpicada, com grano- e poro-estriamentos, carvão parcialmente recoberto por material fino (E, F).

Fonte: Do autor (2017).

APÊNDICE G

DESCRIÇÃO DO PERFIL METAPELÍTICO 1.300 m

DESCRIÇÃO - 03/04/2014

CLASSIFICAÇÃO SiBCS - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO e COORDENADAS - Parque Estadual Serra da Boa Esperança, Pico das antenas, Boa Esperança-MG, 21°0'17" S e 45°37'36" O

ALTITUDE - 1.300 m

SITUAÇÃO, DECLIVE, ASPECTO E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL - Amostras coletadas no topo de encosta, com declive de 9%, aspecto Leste, sob vegetação nativa (campo de altitude)

LITOLOGIA - rochas metapelíticas e quartzíticas

FORMAÇÃO GEOLÓGICA - Sequência da Serra da Boa Esperança, Faixa Brasília Meridional

MATERIAL ORIGINÁRIO - Produto de alteração de rocha metapelítica/quartzítica

PEDREGOSIDADE - Muito pedregosa (matacões de quartzito e fragmentos de até 2 m de diâmetro)

ROCHOSIDADE - Moderadamente rochosa

RELEVO LOCAL /REGIONAL - Ondulado (topo de serra) /Montanhoso

DRENAGEM – bem a moderadamente drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Campo de altitude com esparsas espécies arbustivas de cerrado de baixo porte (transição entre biomas Cerrado e Mata Atlântica)

USO ATUAL - vegetação nativa (área de preservação permanente)

CLIMA - Cwa (classificação de Köppen)

DESCRITO E COLETADO POR - Eduane J. Pádua, Gonçalves J. Marrenjo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A (0–10 cm), cor bruno (7,5YR 4/2, úmido); estrutura em blocos subangulares fraca pequena; não pedregoso; textura arenosa; aspecto denso; transição plana gradual; raízes poucas, muito finas a finas.

Bi (10–27 cm), cor bruno (10YR 5/3, úmido); estrutura em blocos subangulares fraca pequena; não pedregoso; textura arenosa, aspecto denso, transição plana clara; raízes poucas, finas.

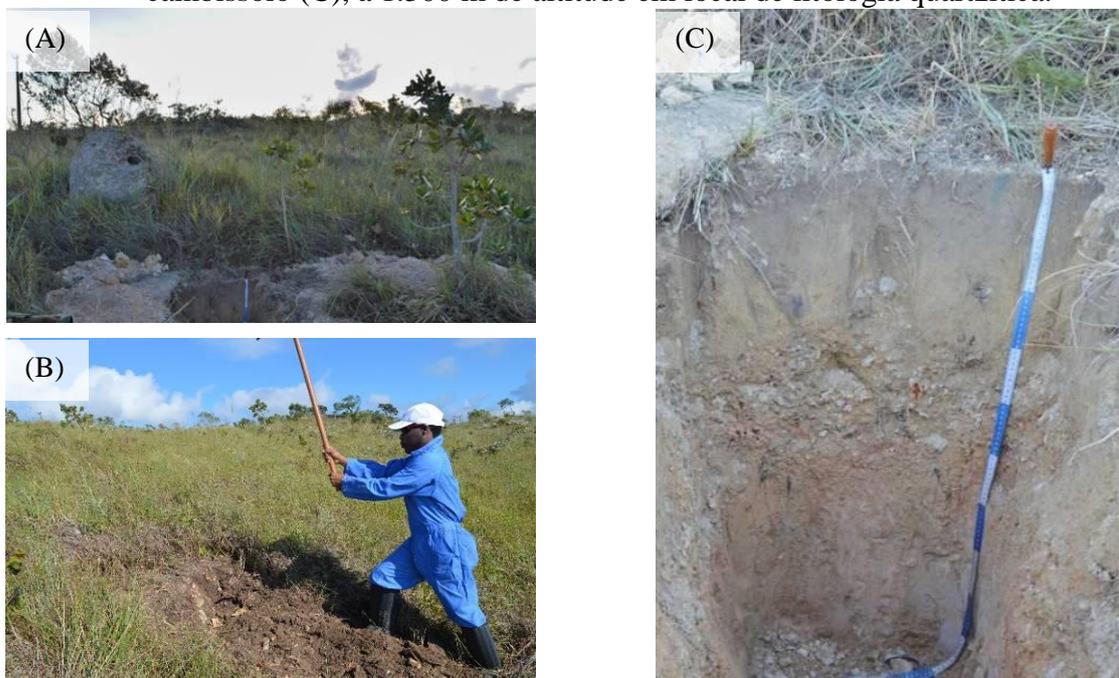
BC (27–60 cm), cor cinzento-brunado-claro (10YR 6/2, úmido); estrutura não observada; muito pedregoso; textura arenosa cascalhenta, transição plana clara; raízes comuns, finas.

C (60–100+ cm), cor bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/4, úmido); estrutura não observada; não pedregoso; textura siltosa; aspecto denso; raízes raras, muito finas e finas.

ANÁLISE QUÍMICA

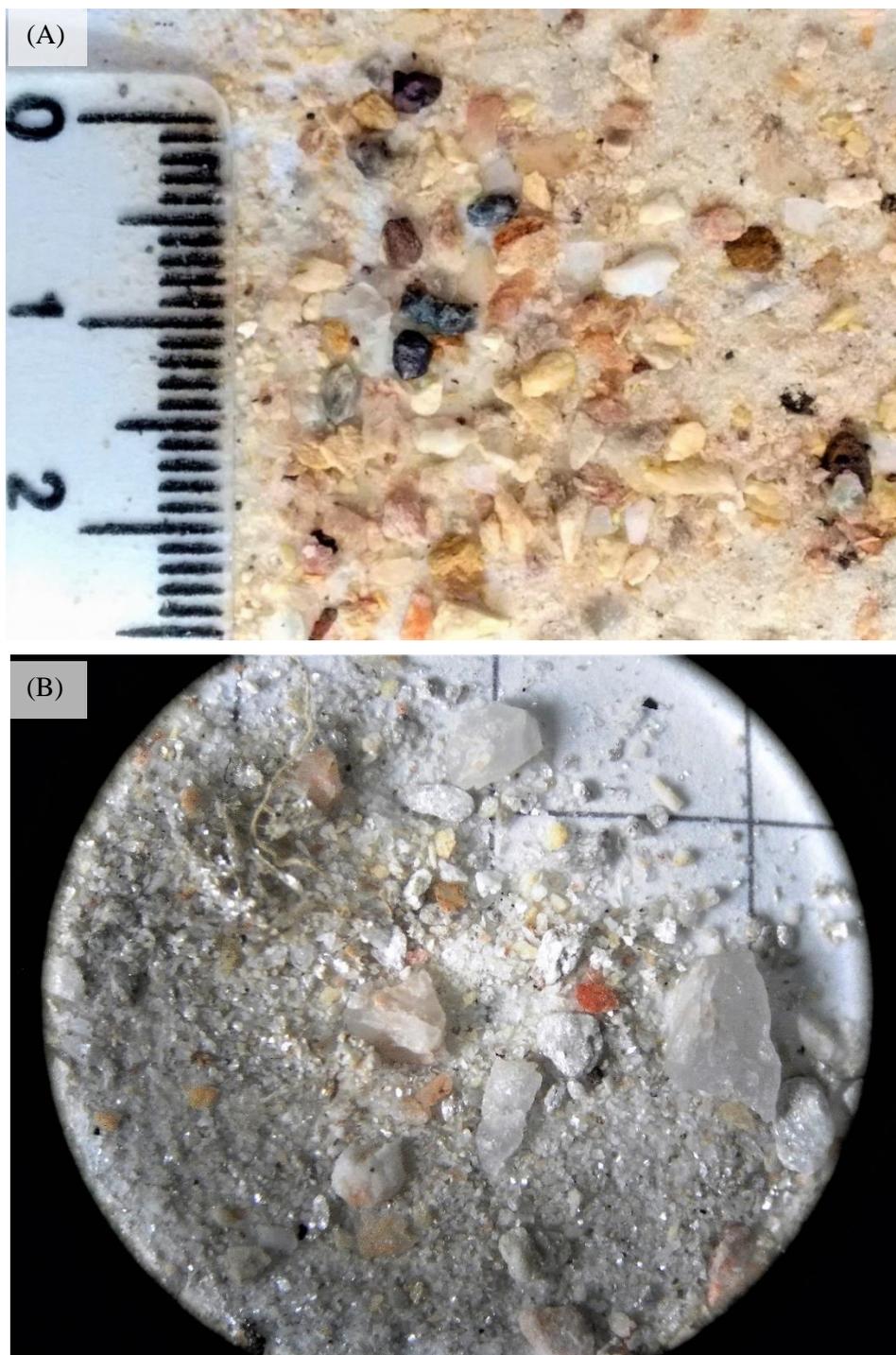
Hor cm	pH H ₂ O	pH KCl	Kcmol _c dm ⁻³	Al ³⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SB	T	V %	m
A (0–16)	5,1	3,9	0,17	0,6	0,39	0,12	0,7	5,5	12,5	46,9
Bi (16–27)	4,9	3,9	0,06	0,5	0,13	0,10	0,3	3,3	8,6	63,3
BC (27–60)	5,1	3,8	0,04	0,5	0,08	0,10	0,2	1,9	11,3	69,4
C (60–100+)	5,3	3,9	0,02	0,3	0,05	0,10	0,2	1,2	13,6	63,8

Figura 34 – Detalhes do campo nativo (A), sob solo pedregoso (B) e do perfil descrito do cambissolo (C), a 1.300 m de altitude em local de litologia quartzítica.



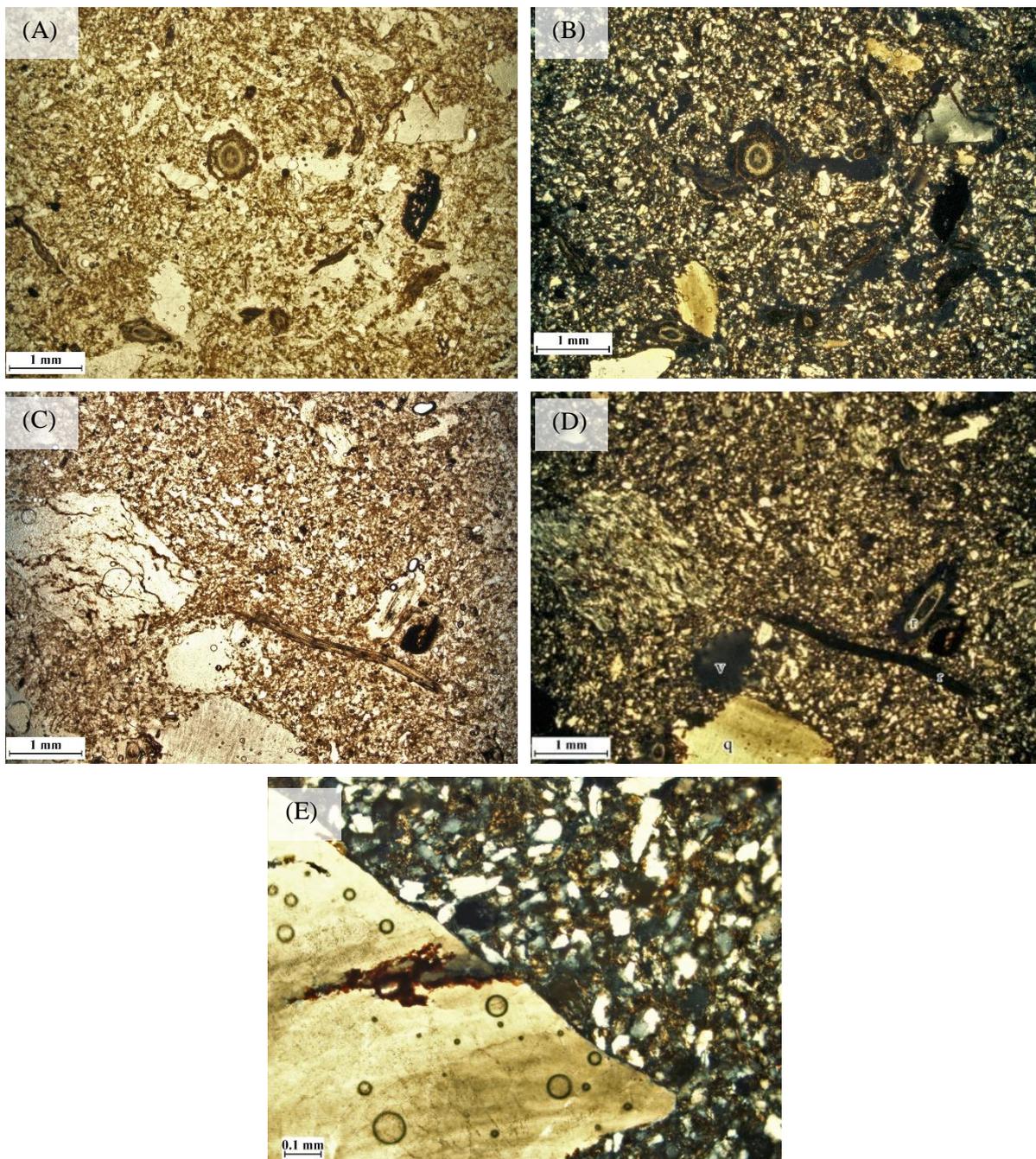
Fonte: Do autor (2017).

Figura 35 – Fração areia das profundidades de 20–40 cm (A) e 60–100 cm (B) do cambissolo a 1.300 m após remoção da MOS.



Notar a heterogeneidade característica de material sedimentar na profundidade de 20–40 cm (A), predomínio de grãos de quartzo de tamanho reduzido no horizonte C (B), fragmentos de quartzito e mica (B). Quadrícula do fundo medindo 5 mm.
Fonte: Do autor (2017).

Figura 36 – Micromorfologia da camada de 0–10 cm do cambissolo a 1.300 m de altitude.



Notar a microestrutura aparentemente maciça, com poucos poros cavitários e pouco contínuos, material grosseiro formado por quartzo angular pouco esférico e fragmentos de xisto (C e D) e silito (E), raízes vivas (A, B, C, D) e trama birrefringente salpicada (E).

Fonte: Do autor (2017).