

UFRRJ
INSTITUTO DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
AGRONOMIA CIÊNCIA DO SOLO

DISSERTAÇÃO

Fitólitos como Registros Paleoambientais em
Solos de Ambientes Altomontanos no Estado do
Espírito Santo

Eduardo Carvalho da Silva Neto

2018



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
CIÊNCIA DO SOLO

**FITÓLITOS COMO REGISTROS PALEOAMBIENTAIS EM SOLOS DE
AMBIENTES ALTOMONTANOS NO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO**

EDUARDO CARVALHO DA SILVA NETO

Sob a Orientação do Professor

Marcos Gervasio Pereira

e Coorientação do Professor

Jolimar Antonio Schiavo

Dissertação submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre**, no Programa de Pós-Graduação em Agronomia, Área de Concentração em Ciência do Solo.

Seropédica, RJ
Fevereiro de 2018

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro
Biblioteca Central / Seção de Processamento Técnico

Ficha Catalográfica elaborada
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

S586f	<p>Silva Neto, Eduardo Carvalho da, 1990- Fitólitos como Registros Paleoambientais em Solos de Ambientes Altomontanos no Estado do Espírito Santo / Eduardo Carvalho da Silva Neto. - 2018. 91 f.: il.</p> <p>Orientador: Marcos Gervasio Pereira. Coorientador: Jolimar Antonio Schiavo. Dissertação (Mestrado). -- Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Agronomia e Ciência do Solo, 2018.</p> <p>1. Pedologia. 2. Solo-Paisagem. 3. Reconstituição Paleoambiental. 4. Quaternário. I. Pereira, Marcos Gervasio, 1965-, orient. II. Schiavo, Jolimar Antonio, -, coorient. III Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Programa de Pós-Graduação em Agronomia e Ciência do Solo. IV. Título.</p>
-------	--

É permitida a cópia parcial ou total desta Dissertação, desde que seja citada a fonte

**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA - CIÊNCIA DO SOLO**

EDUARDO CARVALHO DA SILVA NETO

Dissertação submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre**, no Programa de Pós-Graduação em Agronomia, área de Concentração em Ciência do Solo.

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 23/02/2018

Marcos Gervasio Pereira. Dr. UFRRJ
(Orientador)

Lúcia Helena Cunha dos Anjos. Ph.D. UFRRJ

Marcia Regina Calegari. Dr. ESALQ

DEDICATÓRIA

*À minha querida mãe,
Eurides Carvalho*

Dedico.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, seus professores e funcionários, pela oportunidade de construir minha formação desde a graduação, em uma universidade pública, gratuita e de qualidade.

Ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo (PPGA-CS), pelo suporte técnico e financeiro prestado que possibilitaram a realização desse trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de mestrado, e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ), pela bolsa aluno nota 10.

Ao Prof. Marcos Gervasio Pereira, pela orientação e amizade, e sobretudo pela paciência, desde o início da graduação. A ele expressei minha gratidão e carinho pelo papel imprescindível na minha formação acadêmica, profissional e pessoal.

Ao Prof. Jolimar Schiavo, pela coorientação e apoio no desenvolvimento das atividades de campo.

À Profa. Lúcia Anjos, pelas sábias lições de Pedologia ao longo desses anos, especialmente durante as aulas de Formação e Caracterização do Solo, no PPGA-CS.

À Profa. Marcia Calegari, pela amizade e pelo conhecimento transmitido durante o curso de “Pedobioindicadores aplicados aos estudos de reconstrução paleoambiental”, que foram valiosos e imprescindíveis para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Luiz Carlos Pessenda, e Laboratório C-14 - CENA/USP, pela colaboração para o desenvolvimento dessa pesquisa.

Aos professores do Departamento de Solos (UFRRJ), em especial aos docentes do PPGA-CS, expressei meu reconhecimento e estima.

Aos professores do Curso de Especialização em Geologia do Quaternário (GeoQuater) do Museu Nacional – UFRJ, em especial Profa. Eliane Guedes, Prof. Renato Ramos, Prof. Marcelo Carvalho e Prof. Claudio Limeira, por me apresentarem os estudos do Quaternário.

Ao Laboratório de Gênese e Classificação do Solos (LGCS), por todo o suporte para a realização das análises, e a todos os colegas de trabalho, em especial Vanessa Vital, Vanessa Fréo, Shirlei Assunção, Celeste Rossi, Wanderlei Bieluczyk, Paula Fernanda Soares, Sidnei Beutler, Jaqueline Santos e Fabiana Barros, pela amizade e boa convivência desde a graduação.

Ao meu amigo, Rafael Cavassani, pela ajuda e incentivo mesmo que a distância, na fase de correções.

Aos amigos que estiveram ao meu lado e constituem a minha “família ruralina”, elencados em ordem alfabética: Ana Amélia Cordeiro, Andressa Souza, Camila Almeida, Janne Kety Nogueira, Júlio Fernandes, João Chrysostomo, Mariana Dionísio, Pablo Ferreira e Pollyana Lopes, pelo convívio, companheirismo e apoio emocional.

Ao meu namorado, Marcondes, que me ajudou inúmeras vezes, pelo apoio, compreensão e paciência, desde o período de escrita até a defesa.

Finalmente, à minha família, pelo apoio, carinho e incentivo, desde sempre.

Muito obrigado!

RESUMO

SILVA NETO, Eduardo Carvalho. **Fitólitos como Registros Paleoambientais em Solos de Ambientes Altomontanos no Estado do Espírito Santo**. 2018. 91f. Dissertação (Mestrado em Agronomia, Ciência do Solo). Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2018.

Os solos tais como observamos hoje são consequência de um conjunto de fatores que variam continuamente no espaço e no tempo. Além das características edáficas, que refletem o equilíbrio de condições ambientais em intervalos de tempo, os solos podem preservar inúmeros *proxies*, como os fitólitos, que fornecem informações muito úteis sobre antigos climas e ambientes. Portanto, os solos podem ser considerados arquivos de mudanças paleoambientais. O objetivo geral deste estudo foi ampliar a compreensão da gênese de solos em ambientes altomontanos do bioma Mata Atlântica na região Sudeste do Brasil, a partir do estudo multiproxy de perfis em duas topossequências. Foram coletados 8 perfis em duas topossequências na região serrana do estado do Espírito Santo, nos municípios de Santa Maria de Jetibá e Castelo. Os perfis foram caracterizados quanto às suas propriedades morfológicas, físicas e químicas, bem como pelas análises isotópicas (^{14}C e $\delta^{13}\text{C}$). Os fitólitos foram extraídos de acordo com procedimentos baseados em Campos & Labouriau (1966), Piperno (2006) e Calegari et al. (2013) e identificados conforme o International Code for Phytolith Nomenclature (Madella et al., 2005). Os solos estudados são caracterizados, principalmente, pelos elevados teores de matéria orgânica, devido ao clima frio e úmido, típico dos ambientes altomontanos. As diferenças morfológicas e o estágio de evolução dos solos são condicionados por variações na topografia. Dessa forma, constata-se que os principais fatores de formação dos solos nesses ambientes são os organismos, o clima e o relevo. Os perfis apresentam variações isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$) em profundidade, que sugerem mudanças na vegetação durante a formação dos solos. As idades obtidas pela datação ^{14}C da matéria orgânica (fração humina) nos perfis estudados correspondem ao Quaternário, predominantemente ao Holoceno Superior (últimos 4.250 anos). Os registros mais antigos datam da transição Pleistoceno-Holoceno (11.315 anos cal. BP) e os mais jovens AP zero (Antes do Presente). As assembleias fitolíticas observadas nos primeiros centímetros dos solos (0 – 10 cm) correspondem à assinatura fitolítica da vegetação atual e as assembleias fósseis de fitólitos preservadas ao longo dos perfis indicam variações no tipo de formação vegetal nos ambientes estudados. Em síntese, são identificados 4 momentos ambientais através da análise multiproxy: **Momento ambiental I** (~antes de 11.315 anos cal AP na topossequência 1; ~antes de 2.814 anos cal AP na topossequência 2) corresponde a um período mais seco e quente que o atual, que teria ocorrido antes do início do Holoceno, com uma vegetação composta predominantemente por gramíneas C_4 , e uma alta ocorrência de plantas adaptadas a condições ambientais quentes e secas. **Momento ambiental II** (em ~11.315 anos cal AP na topossequência 1; entre 2.229 e 2.814 anos cal AP na topossequência 2) corresponde aos paleohorizontes enterrados no topossequência 1 (P4T1) corresponde a um período de clima frio e úmido com uma densa vegetação florestal intercalada com gramíneas C_3 . **Momento ambiental III** (antes de ~1.837 anos cal AP na topossequência 1; em ~2.063 anos cal AP na topossequência 2) corresponde a um período de clima quente e seco registrado nas duas áreas de estudo, com vegetação marcada por gramíneas C_4 adaptadas a condições de menor umidade (Chloridoideae). **Momento ambiental IV** (a partir de 1.837 – 1.698 anos cal AP na topossequência 1; depois de 2.063 anos cal AP na topossequência 2) corresponde ao período de estabelecimento das condições climáticas atuais (Cwb - clima subtropical de altitude, com inverno seco e verão ameno), a partir do Holoceno Superior.

Palavras-chave: Pedologia. Gênese do solo. Região Serrana. Quaternário.

ABSTRACT

SILVA NETO, Eduardo Carvalho. **Phytoliths as Paleoenvironmental Records in soils from upland environments of the Espírito Santo State (Brazil)**. 2018. 91p. Dissertation (Master Science in Agronomy, Soil Science). Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2018.

Soils observed today are the result of many factors that continuously change in space and time. Besides the soil characteristics, which reflect the balance of environmental conditions over time, soils preserve numerous proxies, such as the phytoliths, which provide very useful data about past climates and environments. Therefore, soils can be considered archives of paleoenvironmental changes. The general objective of this study was to increase the knowledge about soil genesis in upland environments of the Atlantic Forest biome in the Southeast region of Brazil, by the multiproxy study of soil profiles in toposequences. Eight profiles were sampled in the mountainous region of the Espírito Santo State. The soil profiles were characterized for their morphological, physical and chemical properties, as well as the isotopic analyzes (^{14}C and $\delta^{13}\text{C}$). Phytoliths were extracted based on procedures described by Campos & Labouriau (1966), Piperno (2006) and Calegari et al. (2013) and identified according to the International Code for Phytolith Nomenclature (Madella et al., 2005). The soils in this study are characterized by its high organic matter contents, due to the cold and humid climate typical of the upland environments in Southeastern Brazil. The morphological differences and the evolution of the soils are conditioned by variations in topography. The main factors of soil formation in these environments are organisms, climate and topography. The soil profiles present isotopic variations ($\delta^{13}\text{C}$) in depth, which indicates changes in vegetation during soil formation. The ages measured by the ^{14}C dating of organic matter (humic fraction) correspond to the Quaternary, predominantly to the Upper Holocene (last 4.250 years). The earliest records date from the Pleistocene-Holocene transition (11,315 years cal BP) and the younger BP zero (Before Present). The phytolithic assemblages observed in the first centimeters of the soil profiles (0 - 10 cm) correspond to the phytolytic signature of the present vegetation, and the fossil assemblages of phytoliths preserved along the profiles indicate variations in the type of plant formation in the studied environments. In summary, four environmental moments are identified through multiproxy analysis: **Environmental Moment I** (~ before 11,315 years BP in toposequence 1; ~ before 2814 years BP in toposequence 2) corresponds to a drier and hotter period than current, which would have occurred before the beginning of the Holocene, with vegetation predominantly composed by C4 grasses, and a high occurrence of plants adapted to hot and dry environmental conditions. **Environmental Moment II** (in ~ 11,315 years BP in toposequence 1; between 2229- and 2814-years BP in toposequence 2) corresponds to paleohorizons buried in the toposequence 1 (P4T1) and express a period of cold and humid climate with dense forest vegetation interspersed with C3 grasses. **Environmental Moment III** (before ~ 1837 years BP in toposequence 1; in ~ 2063 years BP in toposequence 2) corresponds to a hot and dry climate recorded in the two study areas, with vegetation marked by C4 grasses adapted to conditions of lower humidity (Chloridoideae). **Environmental Moment IV** (from 1,837 - 1,698 years BP in toposequence 1, after 2063 years BP in toposequence 2) corresponds to the period of establishment of current climatic conditions (Cwb - subtropical altitude climate, with dry winter and mild summer), since the Upper Holocene.

Keywords: Pedology. Soil Genesis. Paleoenvironmental reconstruction. Quaternary.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
2	REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1	Formação e Memória do Solo	3
2.2	Fitólitos: Gênese, Classificação e Interpretação	7
2.3	Isótopos Estáveis de Carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) e Datação ^{14}C	14
3	MATERIAL E MÉTODOS	17
3.1	Localizações das Áreas de Estudo	17
3.2	Escolha das Áreas	17
3.3	Caracterização do Meio Físico	18
3.3.1	Geologia e geomorfologia	18
3.3.2	Solos	18
3.3.3	Vegetação primária	19
3.3.5	Uso atual	20
3.3.6	Clima	20
3.4	Descrição dos Perfis e Coleta de Amostras	21
3.5	Atributos Edáficos	21
3.6	Ataque Sulfúrico, Elementos Totais e Relações Moleculares Ki e Kr	22
3.7	Indicadores de Descontinuidades Litológicas	22
3.8	Análises para Caracterização de Organossolos	22
3.9	Análise Isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e Datação ^{14}C	23
3.10	Extração de Fitólitos do Solo e Índices Fitolíticos	23
3.11	Análises Estatísticas	24
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	25
4.1	Morfologia e Classificação dos Solos	25
4.2	Caracterização dos Organossolos	31
4.3	Atributos Edáficos	32
4.4	Ataque Sulfúrico e Fluorescência de Raio X	35
4.5	Descontinuidades Litológicas	38
4.6	Análise Isotópica de $\delta^{13}\text{C}$	40
4.7	Datações ^{14}C	41
4.8	Análise Fitolítica	42
4.7.1	Topossequência 1 – Organossolo Fólico / Cambissolo Húmico / Organossolo Fólico / Latossolo Vermelho-Amarelo (Paleossolo)	42
4.7.2	Topossequência 2 – Organossolo Háplico / Cambissolo Húmico / Organossolo Háplico / Latossolo Vermelho-Amarelo	45
4.9	Interpretação Paleoambiental	49
5	CONCLUSÕES	55
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	57
7	APÊNDICES	73

1 INTRODUÇÃO

Os solos tais como observamos hoje são consequência de um conjunto de fatores que variam continuamente no espaço e no tempo. No conceito clássico de pedogênese introduzido por Dokuchaev (1883) e equacionado por Jenny (1941), os solos resultam da interação entre cinco fatores de formação: clima, organismos, relevo, material de origem e tempo. Podem ser definidos como corpos naturais que formam uma cobertura pedológica com características que variam ao longo da paisagem. As características observáveis em um perfil de solo refletem o equilíbrio de condições particulares em intervalos de tempo, e o grau de expressão dessas características depende da intensidade e duração dos processos pedogenéticos, que podem até mesmo ter ocorrido sob uma combinação de fatores não mais ativos em uma dada região. Portanto, os solos podem ser considerados arquivos de mudanças paleoambientais (Targulian & Sokolov, 1978; Janzen, 2016) e a pedogênese não apenas um processo biogeoquímico que atua na superfície terrestre, mas também um processo de registro de informações ambientais (Targulian & Goryachkin, 2004).

Uma das formas de se estudar a variação dos solos na paisagem é a partir da análise estrutural da cobertura pedológica (Boulet, 1978). É baseada no conceito de catena usado para expressar a distribuição sistemática e repetitiva de solos ao longo das vertentes em uma determinada região (Milne, 1934). De acordo com Boulet (1978), a análise estrutural da cobertura pedológica permite a reconstituição da distribuição espacial dos solos ao longo das encostas. O estudo deve ser realizado em todas as escalas de observação disponíveis, da macromorfológica de campo, passando pela micromorfológica em escala de microscopia óptica até a análise da distribuição dos elementos. Essas diferentes escalas de observação se complementam e permitem um estudo mais completo da pedogênese (Queiroz Neto, 2002; 2011; Vidal-Torrado et al., 2005).

Além das características edáficas, os solos podem preservar inúmeros *proxies* que fornecem informações muito úteis sobre os antigos climas ou ambientes. Dentre esses, os fitólitos (silico-fitólitos) têm se destacado por sua versatilidade em estudos paleoambientais. Fitólitos são partículas de sílica amorfa que se acumulam em torno ou dentro das células dos tecidos vegetais (Piperno, 2006). Uma vez que alguns morfotipos são específicos de determinadas famílias e subfamílias, um conjunto de fitólitos (assembleia fitolítica) preservado no solo pode caracterizar uma formação vegetal, representando um importante conjunto de dados para estudos que visam reconstituir paleoambientes. Nas últimas décadas, muitos estudos foram realizados buscando relacionar esses *proxies* biológicos com a história da vegetação e do clima. No Brasil, embora os estudos pioneiros datem da década de 1960 (ex. Sendulsky & Labouriau, 1966; Campos & Laboriau, 1969), os trabalhos de Calegari (2008) e Coe (2009) representam um marco na divulgação dessa técnica no país. De modo geral, os dados obtidos são relacionados com uma cronologia e constituem a base das inferências paleoambientais (Pessenda et al., 2015). No entanto, ainda são poucos os trabalhos direcionados a reconstituir as condições ambientais durante a pedogênese.

O Quaternário, que corresponde aproximadamente aos últimos 2,6 milhões de anos, representa um período particularmente dinâmico, que deixou inúmeros registros de mudanças ambientais e climáticas na paisagem brasileira (Schaefer, 2013). Corresponde à última principal divisão do tempo geológico, definida bioestratigraficamente por conteúdos faunísticos e florísticos predominantemente viventes. É marcado por mudanças climáticas cíclicas com alternância de períodos glaciais e interglaciais (Suguio, 2010). Como o solo é um produto natural formado pela ação de vários processos ambientais dependentes do clima, da vegetação e do relevo, constitui em material de grande potencial indicador de mudanças nesses fatores para estudos do Quaternário.

A Região Serrana do estado do Espírito Santo possui um conjunto de vales e montanhas com geomorfologia e ambientes únicos, muitos deles preservados em Unidades de Conservação. Apresenta áreas com grande diversidade de habitats, sendo consideradas de grande valor ecológico e de elevada fragilidade ambiental. Os compartimentos da paisagem são bastante heterogêneos, com diferentes situações de relevo e algumas condições particulares de temperatura e umidade que favorecem a formação de solos com elevados teores de matéria orgânica e grande potencial para estudos paleoambientais. No entanto, a maioria dos trabalhos científicos de reconstituição paleoambiental realizados no estado do Espírito Santo concentram-se na região norte (Buso Junior et al., 2013a; 2013b; Castro et al., 2013; França et al., 2013; 2015; 2016; Lorente et al., 2014; 2015; 2018; Calegari et al., 2015; 2017), sendo poucos os trabalhos na região serrana, sobretudo associando esse conhecimento à caracterização e gênese de solos.

Dessa forma, o objetivo geral deste estudo foi ampliar a compreensão da gênese de solos em ambientes altomontanos do bioma Mata Atlântica na região Sudeste do Brasil, a partir do estudo multiproxy de perfis em duas topossequências.

Os objetivos específicos foram:

- a. Caracterizar os atributos morfológicos, físicos e químicos dos solos selecionados.
- b. Obter a variação isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) ao longo dos perfis e datar a matéria orgânica do solo (^{14}C).
- c. Verificar se as assembleias fitolíticas preservadas na camada superficial dos solos correspondem à assinatura fitolítica da vegetação atual.
- d. Identificar as assembleias fósseis preservadas ao longo dos perfis e verificar a existência de registros de mudanças climáticas nas áreas de estudo.
- e. Reconstituir e interpretar a história da vegetação e do clima, por meio da análise multiproxy, relacionando com as características edáficas e processos da pedogênese.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Formação e Memória do Solo

Os solos se formam e evoluem continuamente no espaço e no tempo. Ocupam a interface entre atmosfera, biosfera, hidrosfera e litosfera, razão pela qual deriva em grande parte sua importância - o solo é um recurso essencial, único e insubstituível para todos os organismos terrestres, incluindo o homem. Os ambientes nos quais esses quatro elementos interagem são, muitas vezes, os mais complexos e diversificados da Terra. Portanto, uma compreensão completa dos solos requer conhecimentos de climatologia, ecologia, biologia, hidrologia, geomorfologia, geologia e muitas outras ciências da terra (van Breemen & Buurman, 2002; Schaetzl & Anderson, 2005; Buol et al., 2011).

As definições de solo encontradas na literatura refletem a preocupação dos autores em formular uma definição universalmente aplicável do que seja solo. De acordo com a edição mais recente do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, o solo tal qual classificamos “é uma coleção de corpos naturais, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, tridimensionais, dinâmicos, formados por materiais minerais e orgânicos que ocupam a maior parte do manto superficial das extensões continentais do nosso planeta, contêm matéria viva e podem ser vegetados na natureza onde ocorrem e, eventualmente, terem sido modificados por interferências antrópicas” (Santos et al., 2018).

O conceito de solo como corpos naturais organizados com gênese própria – ou seja, que os solos são mais do que mantos rochosos desgastados na superfície da terra e de que a formação do solo implica mais que intemperismo – tem uma importância prática muito grande, pois permite estabelecer relações entre os fatores de formação e os diferentes tipos de solos. Com base nesta concepção, admite-se que as características e a distribuição geográfica dos solos na paisagem estão estreitamente relacionadas com a natureza das condições ambientais em um determinado local ao longo do tempo.

A Pedologia é a ciência da gênese, classificação e distribuição dos solos. Compõe um ramo distinto das geociências, partindo do reconhecimento do solo como corpo natural e não mais simplesmente a “terra vegetal” ou o “manto intemperizado da superfície terrestre” (Schaefer et al., 1997). Trata-se de uma ciência recente que teve o seu início marcado, de maneira consensual, pelos trabalhos de V.V. Dokuchaev (1846–1903), conhecido por viabilizar um modelo fatorial de formação do solo. Dokuchaev desenvolveu e usou conceitos sobre gênese e geografia dos solos abrangendo escalas locais e regionais em seus estudos. Com a escola russa de Dokuchaev, o solo começou a ser estudado do ponto de vista genético, o que permitiu a categorização dos solos em diferentes classes, o desenvolvimento do conceito de horizonte, o entendimento da distribuição dos solos na paisagem e a formalização do conceito “fator de formação”, estabelecendo os fundamentos da Pedologia (Buol et al. 1997).

Os estudos de Dokuchaev forneceram a base para o modelo mais influente de gênese do solo, proposto por Jenny (1899 – 1992) em seus livros *Factors of Soil Formation* (Jenny, 1941) e *The soil resource - Origins and behavior* (Jenny, 1980). De acordo com esse modelo, as propriedades dos solos são determinadas por, pelo menos, cinco fatores de formação:

$$S = f(cl, o, r, p, t, \dots)$$

Onde “S” é o solo ou uma propriedade do solo, “cl” é o fator clima, “o” é o fator organismos, “r” é o fator de relevo, “p” é o fator material de origem (em inglês, *parent material*), e “t” é o fator tempo. Outros fatores não especificados podem ser importantes localmente, mas não universalmente (Simonson, 1959).

Sob essa ótica, os fatores de formação são diferenciados em ativos e passivos. Os fatores passivos são representados pelos constituintes que servem como fonte de matéria e pelas condições que afetam a matéria. Compreendem o material de origem, o relevo e o tempo. Os fatores ativos são os agentes que fornecem a energia que atua sobre a matéria para o processo de formação do solo. Os organismos e o clima são representativos dessa classe de fatores de formação do solo (Jenny, 1941).

Dentre os fatores ativos de formação do solo, destaca-se o fator organismos, como condicionante para a pedogênese. Há muitos anos, os organismos são reconhecidos como importante fator de formação do solo (Darwin, 1881; Jenny, 1941) e o solo é cada vez mais reconhecido como uma entidade viva (Sugden et al., 2004; Gobat et al., 2010; Ritz & Young, 2011; Zanella et al., 2017). De fato, a ação dos organismos no substrato representa a diferença entre os processos de pedogênese e intemperismo (Buol et al., 1997). No modelo proposto por Macias & Chesworth (1992), são ilustradas duas grandes frentes de modificação do perfil: a frente de intemperismo, na qual atuam os processos geoquímicos e a frente pedogenética, com os processos biogeoquímicos (Figura 1). Embora seja clara a ação dos fatores de formação tanto na manifestação do intemperismo, quanto da pedogênese, a distinção entre esses dois processos se dá pela presença da vida.

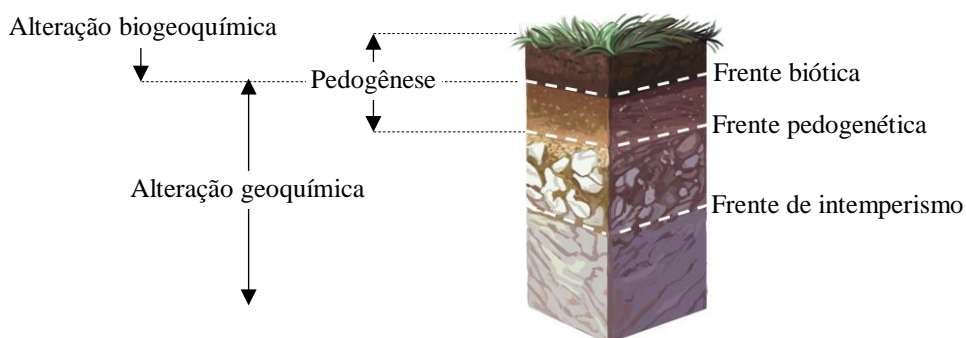


Figura 1. Modelo de perfil de intemperismo generalizado. Fonte: Adaptado de Macias & Chesworth (1992).

Apesar de fornecer uma concepção de formação do solo muito útil, o modelo fatorial concebido por Dokuchaev (1883) e equacionado por Jenny (1941) tem algumas limitações: (1) não permite visualizar os processos ativos no sistema solo; (2) não considera o caráter poligenético¹ dos solos, decorrente da inconstância de fatores; e (3) dada a impossibilidade natural de isolar-se o efeito de um fator e manter os demais constantes, o modelo inviabiliza uma solução matemática para a equação, a qual é, portanto, apenas uma expressão qualitativa ou semiquantitativa da formação do solo (Kampf & Curi, 2012). A equação de formação do solo traz consigo a premissa de que é possível testar a ação de um fator de formação ao isolá-lo em relação aos demais fatores, em estudos de pedossequências (clima, bio, topo, lito e cronossequência). No entanto, essa perspectiva apresenta um problema relacionado à equação de formação dos solos – a equação pressupõe que todas as variáveis sejam independentes, quando, na verdade, a única variável independente é o tempo. O clima e a vegetação, principalmente, são passíveis de mudanças em função do tempo.

Nesse sentido, para melhor explicar as mudanças nas propriedades do solo, Simonson (1959; 1968) propôs um modelo de formação do solo baseado em processos. De acordo com esse modelo, os solos se diferenciam porque os processos que compartilham variam em grau, e não em tipo. Embora não tenha sido originalmente concebido como uma equação, o modelo pode ser escrito como:

¹ Solos poligenéticos: solos com evidências de fases de formação (pedogênese) essencialmente diferentes (van Breemen & Buurman, 2002).

$$S = f(a, p, t_1, t_2)$$

Onde “S” é o solo, “a” são as adições, “p” são as perdas, “t₁” são as translocações, e “t₂” são as transformações (Schaeztl & Anderson, 2005). Simonson (1968) propôs que as perdas e adições são para o solo como um todo, enquanto as translocações são movimentos entre horizontes dentro de um único pedon. Esses quatro conjuntos de processos ocorrem simultaneamente em todos os solos e sua natureza e intensidade governam as características e propriedades do solo.

A abordagem de processos é útil e apropriada para analisar e descrever as propriedades e o desenvolvimento de um determinado perfil de solo. No entanto, a abordagem dos fatores é geralmente mais adequada para entender a variação geográfica dos solos e as relações em nível de ecossistema com outros componentes ambientais (Schaeztl & Anderson, 2005). Desta maneira, pode-se concluir que a interação dos fatores de formação condiciona um conjunto de processos pedogenéticos, cujas ações ficam registradas a partir de feições morfológicas e na composição do solo (Sokolov, 1996).

Na concepção de processos pedogenéticos, são usados principalmente dois modelos: o modelo dos “processos pedogenéticos específicos” (Fanning & Fanning, 1989; van Breemen & Buurman, 1989) que deriva da interpretação das características expressas pelos diferentes tipos de solos, considerando serem elas o resultado de um ou mais processos ou reações específicas condicionadas pelos fatores ambientais; e o modelo dos “processos pedogenéticos múltiplos” (Simonson, 1959) que agrupa os vários processos específicos em quatro categorias gerais: adições, perdas, transformações e translocações. Ambos consideram que as características observadas nos diferentes tipos de solo representam o efeito em longo prazo desses processos, atuando em um material que está aberto para trocas de matéria e energia com o ambiente.

A conceituação dos processos pedogenéticos fornece modelos úteis para o entendimento das feições do perfil de solo, bem como para a sua identificação no campo e organização da classificação de solos. Estudos clássicos como os de Fanning & Fanning (1989), van Breemen & Buurman, (2002), Buol et al. (2011), enfocam a gênese do solo e, ao mesmo tempo, enfatizam a classificação. Além da grande importância para a classificação e mapeamento, um bom entendimento da gênese do solo é indispensável para o estudo das interações solo-água-plantas ou das consequências de perturbações humanas em grande escala (Breemen & Buurman, 2002).

O entendimento da formação e evolução de um solo requer uma análise detalhada de seus atributos químicos, físicos e mineralógicos, em conjunto com a observação e estudo da paisagem, da vegetação, e dos aspectos climáticos (presentes e pretéritos). Conforme mencionado anteriormente, os solos são corpos naturais cujas propriedades registram as principais características dos ambientes e ecossistemas que existiam durante sua formação e subsequentes mudanças. A essa capacidade dos solos de refletir, preservar e registrar os processos de sua formação e as principais características de seu ambiente natural é atribuído o conceito de **memória do solo** (Targulian & Sokolov, 1978; Targulian & Goryachkin, 2001; 2004; Targulian et al., 2018).

Em contraste com os registros de ambientes sedimentares, que apresentam alta resolução temporal e baixa resolução espacial (são relacionados com os fatores bioclimáticos e geomórficos de um território, não de um determinado local), os solos ou a pedosfera² têm um tipo de registro/memória diferenciado. A memória do solo é formada *in situ*, ou seja, em cada local específico de interação dos fatores e processos de formação do solo ao longo do

² Pedosfera é o termo utilizado para se referir ao manto de solo na superfície da Terra, representando a interseção da litosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera (Targulian et al., 2018).

tempo. Portanto, a memória do solo possui uma resolução espacial muito mais exata do que a memória sedimentar (Targulian & Goryachkin, 2004).

Por outro lado, considerando que os solos são corpos naturais dinâmicos que se formam e evoluem continuamente no espaço e no tempo, mudanças nos fatores e processos de formação levam a mudanças nos registros do solo, se sobrepondo os registros anteriores. A pedoturbação, definida como a “mistura de materiais do solo” (Hole, 1961), é um exemplo de processo que afeta a gênese do solo e suas vias de desenvolvimento quase continuamente, levando a uma homogeneização/sobreposição de horizontes ou camadas. Essa sobreposição pode levar a combinações diferentes e complexas de registros antigos e mais recentes em uma mesma seção de solo. Tal sofisticação dos registros do solo leva, no caso da evolução ambiental no tempo, a uma resolução temporal menos exata da memória do solo em comparação com a memória sedimentar (Targulian & Goryachkin, 2004).

A essência da memória do solo consiste na adição e transformação de materiais que estavam ausentes no material de origem (matéria orgânica, fitólitos, etc.) pela interação dos fatores e processos de formação ao longo do tempo. Esse entendimento de registros e memória do solo foi descoberto por V.V. Dokuchaev, que postulou que “o solo é um espelho da paisagem”. Seu conceito foi desenvolvido na fórmula “fatores → processos → características”, sendo que as características do solo poderiam ser entendidas como portadoras da memória do solo, ou seja, foram criadas por processos pedogenéticos e refletem as principais características ambientais durante a pedogênese (Rode, 1947; Yaalon, 1970; Gerasimov, 1973; Jenny, 1994). Mais tarde, Targulian & Sokolov (1978) refinaram a expressão de Dokuchaev, propondo que: “o solo é uma memória *in situ* do desenvolvimento da paisagem ao longo do tempo”.

Considerando que as características sólidas e estáveis dispostas hierarquicamente em um perfil são portadoras da memória do solo (Targulian e Sokolova, 1996), a pedogênese pode ser entendida não apenas como um processo biogeoquímico na superfície terrestre, mas também como um processo de registro de informações ambientais *in situ* dentro do corpo natural do solo (Targulian & Goryachkin, 2004). Assim, cada processo pedogenético específico pode ser considerado um mecanismo de registro que produz um conjunto definido de características à fase sólida do solo, que podem ser interpretados como parte da memória do solo.

Apesar de ainda não serem completamente entendidos e identificados, os portadores da memória do solo podem ser subdivididos em diferentes níveis hierárquicos e diferentes tipos, portanto vários métodos devem ser usados para extrair as informações armazenadas. Além disso, deve-se considerar que um determinado registro pode ser gerado por mais de um tipo de ambiente de formação do solo (isomorfismo) e que um mesmo ambiente pode resultar em diferentes tipos de registros (polimorfismo). Em razão dessa complexidade, é preciso ter muito cuidado ao decodificar a memória do solo para a reconstituição de paleoambientes e processos pedogenéticos e ambientais (Kozlovskiy & Goryachkin, 1996; 2004).

De acordo com Targulian & Goryachkin (2011), o conceito de reconstituição paleoambiental refere-se à interpretação de registros considerados úteis para inferir as possíveis vias de desenvolvimento das características pedológicas, uma vez que se acredita que elas resultam de uma sequência de condições ambientais ao longo do tempo. A memória do solo, por sua vez, é uma propriedade inerente do solo existente independentemente das intenções de um pesquisador de propor a reconstituição dos processos e fatores da formação do solo. Além disso, o conceito de memória do solo diz respeito não apenas aos paleossolos, mas a todos os solos em qualquer momento de sua existência. Isso permite considerar muitas outras questões teóricas e empíricas sobre a gênese e evolução dos solos. Nesse contexto, os solos tal qual observamos hoje podem ser entendidos como arquivos para teste/validação de modelos preditivos, sob uma perspectiva interdisciplinar.

2.2 Fitólitos: Gênese, Classificação e Interpretação

Fitólitos, opalas biogênicas ou silicofitólitos ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) são inclusões inorgânicas formadas pela deposição de silício em posição intracelular ou extracelular nos tecidos das plantas vivas (Piperno, 2006; Pearsall, 2016). Os espaços na planta nos quais o silício é depositado e cristalizado podem ser entendidos como um molde para a formação dos fitólitos. Por serem materiais inorgânicos, após a morte e decomposição dos tecidos vegetais essas partículas são depositadas nos solos/sedimentos onde são preservados por longos períodos de tempo, constituindo um dos microrrestos mais duráveis de plantas conhecidos pela ciência (Piperno, 2006). Em razão da persistência de fitólitos “fósseis” em paleoambientes terrestres e aquáticos, eles têm sido usados para reconstituir ambientes passados e atividades humanas (Piperno, 1988).

O Si que forma os fitólitos é absorvido da solução do solo pelas plantas na forma de ácido monossilícico (H_4SiO_4), em valores de pH entre 2 e 9. De acordo com Takahashi et al. (1990), existem dois modos de absorção de Si pelas plantas, ativo e passivo, além daquelas que rejeitam a absorção desse elemento (Figura 2). Plantas com modo de absorção ativo absorvem Si mais rapidamente do que a água, resultando em uma depleção de Si na solução de absorção. Plantas com um modo de absorção passivo absorvem Si a uma taxa que é similar à taxa de absorção de água. Assim, não são observadas alterações significativas na concentração de Si na solução de captação. Por outro lado, plantas que tendem a recusar a absorção de Si demonstram aumento da concentração desse elemento na solução de absorção. A diferença no teor de Si nas plantas tem sido atribuída aos diferentes mecanismos envolvidos na absorção de Si pelas raízes.

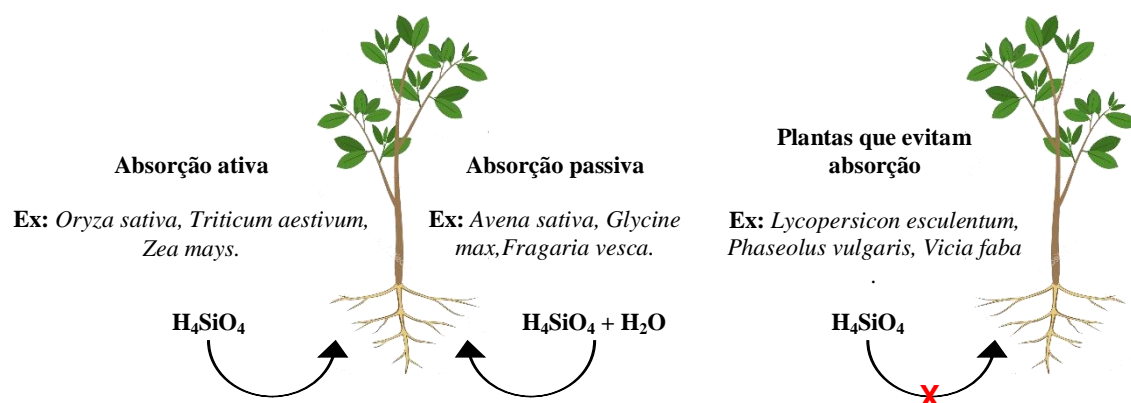


Figura 2. Tipos de absorção de ácido monossilícico (H_4SiO_4) pelas plantas e exemplos de espécies relacionadas, conforme Liang et al. (2006).

Por não apresentarem estrutura cristalina definida (e, conseqüentemente, não terem um padrão de refração), os fitólitos são considerados uma biomineralização (e não um biomineral), formada por um processo mediado por matriz orgânica (Lowenstam, 1981; Weiner & Dove, 2003). Biomineralizações são minerais ou substâncias amorfas formadas pela ação de organismos. Estão presentes em todos os níveis da biosfera. Isso reflete a complexidade dessas partículas.

Os fitólitos (*sensu stricto*) devem apresentar tamanhos $> 5 \mu\text{m}$ com forma definida. Isso permite separar os fitólitos das demais precipitações de sílica fitogênica de alta reatividade e capacidade de transporte vertical e lateral dentro dos solos (Sommer et al., 2006). Além dos silico-fitólitos, algumas plantas formam cristais de outras composições minerais, como os cristais de oxalato de cálcio (CaC_2O_4), que nem sempre são preservados intactos nos solos (ou podem ser difíceis de extrair) (Pearsall, 2016). O termo biomineralização refere-se não apenas ao fato de ser produzido por organismos, mas também por quase todos esses produtos mineralizados serem compostos por materiais minerais e

orgânicos. Os silico-fitólitos, por exemplo, apresentam determinadas porcentagens de compostos orgânicos provenientes de células vegetais, que podem ser utilizados em análises de $\delta^{13}\text{C}$ e de datação por ^{14}C (Piperno, 2006).

O silício (Si) é o segundo elemento mais abundante na crosta terrestre e no solo (Conley, 2002; Liang et al., 2006; Sommer et al., 2006). É acumulado nas plantas em um nível equivalente ao de elementos macronutrientes, como cálcio, magnésio e fósforo (Epstein, 1999). Estima-se que as plantas terrestres contêm Si em concentrações variando de 1% a 10% da matéria seca, em média. Plantas da família Cyperaceae e espécies da família Poaceae de terras úmidas contêm de 10 a 15% de Si (peso seco da parte aérea), gramíneas de sequeiro têm geralmente 1-3% de Si e, finalmente, a maioria das espécies dicotiledôneas tem 0,5% ou menos (Epstein, 1994). Estudos sobre a contribuição dos fitólitos para o ciclo biogeoquímico do Si mostram que a liberação de Si da dissolução de fitólitos lábeis é o dobro da liberação de Si devido ao intemperismo dos minerais silicatados (Alexandre et al., 1997). Isso reitera a importância da captação, armazenamento e liberação de Si pela vegetação no ciclo global do silício.

A produção de fitólitos não ocorre de maneira homogênea entre as famílias de plantas. De modo geral, plantas da família Poaceae (gramíneas) produzem maiores quantidades de fitólitos do que Eudicotiledoneae de hábito arbóreo (Twiss et al., 1969; 1992; Madella & Lacenlotti, 2012). Por este motivo elas depositam maiores quantidades de fitólitos no solo quando comparada às árvores (Figura 3). Essa maior produção observada por plantas herbáceas é relacionada às questões genéticas, por possuírem um ciclo de vida mais curto do que o das árvores, além de serem mais sensíveis às condições de estresse hídrico. Outras famílias conhecidas como boas produtoras de fitólitos são: Arecaceae, Acanthaceae, Annonaceae, Asteraceae, Bignoniaceae, Burseraceae, Chrysobalanaceae, Cucurbitaceae, Cyperaceae, Euphorbiaceae, Magnoliaceae, Marantaceae, Moraceae, Urticaceae e Sterculiaceae (Piperno, 2006).

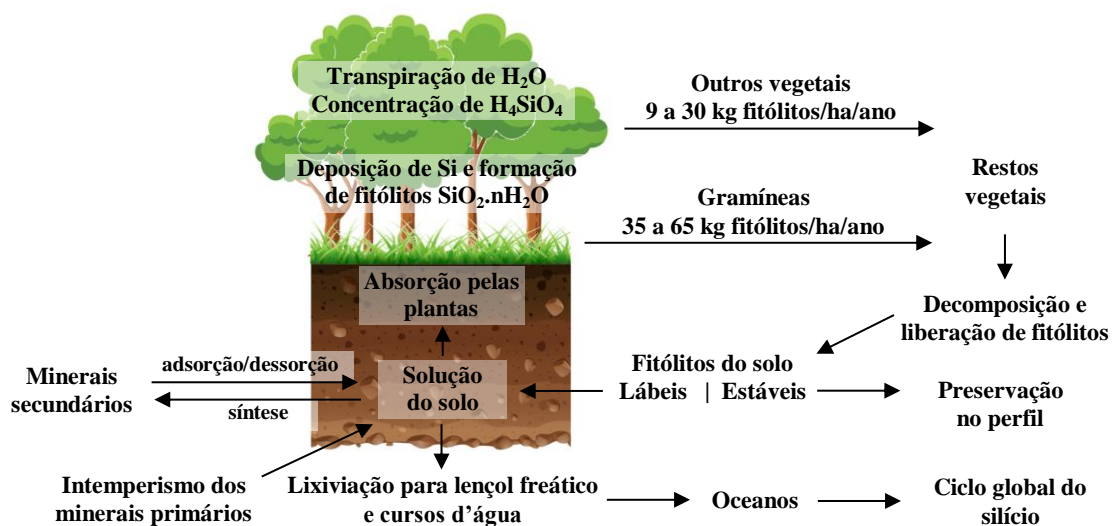


Figura 3. Esquema simplificado do ciclo de Si em ecossistemas terrestres e produção de fitólitos em diferentes grupos de plantas. Fonte: Adaptado de Silva Neto (2015).

Os fitólitos são produzidos principalmente nas folhas, mas podem ser produzidos em todas as partes da planta. Existem evidências de que há uma relação direta entre taxas de transpiração e deposição de Si (Hayward & el Parry, 1973). No tecido epidérmico das folhas e no colmo de herbáceas são registradas as maiores perdas de água e maiores taxas de silicificação e produção de fitólitos (Epstein, 2001; Ma et al., 2001). Blackman & Parry (1968) reconhecem dois tipos de deposição de Si nas folhas de gramíneas: silicificação típica

e atípica. A silicificação típica acontece regularmente na epiderme das folhas, principalmente em células curtas e entre as nervuras. Já a silicificação atípica é observada em tecidos e/ou plantas mais velhas (em senescência), como também pode ser ligada aos fatores ambientais como abundância em Si na solução do solo ou alta transpiração. Dessa forma, para a avaliação dos fitólitos produzidos por uma espécie devem ser consideradas as folhas no ápice de seu desenvolvimento, que expressam a máxima silicificação típica da planta (Figura 4). Os tecidos mais velhos podem apresentar silicificação atípica e os tecidos muito jovens, tendem a ser pouca silicificados, com maior porcentagem de fitólitos lábeis.



Folhas mais jovens: fitólitos mais jovens e lábeis (tecidos pouco silicificados).

Folhas mais indicadas para coleta e extração de fitólitos: vão expressar o máximo de silicificação típica da planta.

Folhas mais antigas: em estágio de senescência, silicificação atípica.

Figura 4. Folhas indicadas para coleta e extração de fitólitos em coleções de referência.














A deposição de Si em determinadas áreas da planta ocorre em função de necessidades estruturais (um tecido silicificado oferece maior consistência para a planta, maior exposição solar e eficiência na captação de luz e fotossíntese), fisiológicas (a sílica pode aprisionar elementos prejudiciais à planta e prover maior resistência ao estresse hídrico) e protetoras (os fitólitos enrijecem a planta, que deixa de ser consumida por alguns herbívoros e fungos) (Zurro et al., 2013). O nível de produção dos fitólitos pelas plantas e, conseqüentemente, a sua abundância nos solos estão relacionados com o grande número de fatores, incluindo o ambiente climático de crescimento, tipo de solo, a disponibilidade de água no solo, a idade da planta e, o mais importante, a afinidade taxonômica para a produção de fitólitos (Madella et al., 2009). Além destes fatores, também a erosão, o vento, a atividade da fauna, o pH e a drenagem do solo influenciam a presença e persistência dos fitólitos nos solos, fazendo com que morfologias de fitólitos existentes nos solos modernos estejam ausentes em solos fósseis por conta dos processos pós-deposicionais (Albert et al., 2006; 2009).

Devido às suas características intrínsecas (ex: produção relativa às condições fisiológicas e ambientais, resistência a dissolução em condições de pH extremos e em ambiente oxidado), os fitólitos podem permanecer por milhares (Piperno & Becker, 1996) ou até milhões (Trembath-Reichert et al., 2015) de anos nos solos constituindo importante indicador de paleoambientes e dos processos de pedogênese, bem como tafonômicos (Osterrieth et al., 2009; Borba-Roschel et al., 2006; Silva Neto et al., 2018). Além disso, os fitólitos apresentam capacidade limitada de transporte por longas distâncias, indicando uma deposição *in situ* e, portanto, refletindo sua utilidade para a reconstituição da vegetação local pretérita como complemento aos estudos dos isótopos estáveis de C e N e de palinologia (Madella, 2009).

A identificação e classificação da morfologia dos fitólitos desde a sua fase inicial têm alimentado discussões, em razão da falta de uma padronização na nomenclatura adotada. Twiss et al. (1969) classificaram 17 (dezessete) principais morfotipos de fitólitos, os quais vêm sendo utilizados por diversos pesquisadores na interpretação das condições paleoambientais sob as quais os fitólitos foram formados. Atualmente, está em uso uma sistemática proposta por membros da Sociedade Internacional de Fitólitos, o International Code Phytolith Nomenclature - ICPN 1.0 desenvolvida e organizada por Madella et al (2005). Esta proposta nasceu dos estudos das abordagens anteriores de caráter morfológico e taxonômico (Tabela 1). A abordagem morfológica é baseada no estudo e interpretação das formas (morfologia) dos corpos de sílica e, por isso, pode ser subjetiva, uma vez que é

baseada no conhecimento individual que classifica. Já a classificação taxonômica procura identificar o morfotipo fazendo referência à estrutura do tecido da planta original, e considera os fitólitos como uma das características anatômicas de determinadas espécies, não apenas a forma do fitólito, diferenciando assim da classificação puramente morfológica.

Tabela 1. Principais tipos morfológicos denominados segundo a nomenclatura *International Code for Phytolith Nomenclature* (ICPN 1.0).

Tipo	Táxon	Ambiente	Representação¹
<i>Bilobate short cell</i>	Poaceae Panicoideae, algumas Chloridoideae,	Clima quente e úmido	
<i>Cross short cell</i>	Arundinoideae e Bambusoideae		
<i>Saddle short cell</i>	Poaceae Chloridoideae	Clima quente e seco em escala regional ou condições edáficas	
<i>Rondel short cell</i>	Poaceae Pooideae	Clima temperado/frio, ou altas elevações intertropicais	
<i>Trapeziform short-cell</i>			
<i>Cylindrica Polylobate</i>	Poaceae Panicoideae	Clima quente úmido	
<i>Elongate Echinate</i>	Poaceae	Diversas regiões	
<i>Elongate Psilate</i>	Poaceae		
<i>Acicular hair cell</i>	Poaceae, algumas Areaceae		
<i>Bulliform cell Cuneiform</i>	Poaceae (células buliformes)	Diversas regiões	
<i>Parallelepipedal Globular granulate</i>	Eudicotiledoneas lenhosas	Diversas regiões	
<i>Globular psilate</i>	Eudicotiledôneas lenhosas	Diversas regiões	
<i>Globular Echinate</i>	Areaceae	Diversas regiões	

¹Fonte: Adaptado de Madella et al. (2005).

Alguns morfotipos de fitólitos apresentam grande importância taxonômica, haja vista que muitos são específicos de determinadas famílias e, às vezes, de espécies. Outros morfotipos, apesar de não terem significado taxonômico, apresentam grande significância ambiental. De qualquer forma, dificilmente é possível atribuir valor taxonômico a um único fitólito, haja vista a **multiplicidade** (uma planta pode produzir diferentes morfotipos) e **redundância** (um morfotipo pode ser produzido por diferentes tipos de planta) da produção de fitólitos pelas plantas.

É importante ressaltar que os fitólitos variam em tamanho e forma de acordo com o tecido em que se formou, porém nem todas as plantas produzem fitólitos identificáveis. Entretanto, é possível identificar grupos de tipologias com valor taxonômico ao nível de tipo de vegetação. Estes grupos são chamados **assembleias fitolíticas**. Uma assembleia fitolítica é constituída de um número estatisticamente válido (geralmente 200 indivíduos identificáveis) de fitólitos e representa a produção média, qualitativa e quantitativa, de corpos silicosos de

uma vegetação em particular (Coe, 2009). Dessa forma, um conjunto de fitólitos ou assembleia fitolítica pode caracterizar uma formação vegetal, representando um importante conjunto de dados para estudos que visam à reconstrução paleoambiental.

Mesmo em regiões tropicais nas quais os solos são muito intemperizados e apresentam argilominerais com menores proporções de sílica quando comparados aos solos de regiões temperadas, os fitólitos são encontrados em grande quantidade, tornando válida a análise da assembleia fitolítica dos solos na reconstrução de cenários paleoambientais e paleoclimáticos. A análise da assembleia fitolítica para fins de reconstrução de paleoambientes deve considerar processos pós-deposicionais, como a dissolução seletiva na serrapilheira e no solo (tafonomia), ocorrência de cinturões climáticos, padrões de drenagem e atuação dos processos pedogenéticos (Mulholland & Rapp, 1992; Bremond et al., 2005a). Assim como outros marcadores ambientais (*proxy*), uma vez depositados no solo, os fitólitos podem ser transportados para longe do seu local de origem pelos ventos, fogo e herbívoros, embora tenham um caráter mais local.

Os estudos de reconstrução paleoambiental baseados em assembleias fitolíticas encontradas no solo baseiam-se no princípio do Uniformitarismo de James Hutton (XVII) “o presente é a chave do passado”, considera que os processos que observamos hoje também funcionaram de forma semelhante no passado. Assim, “assembleias fósseis” de fitólitos preservados no solo são consideradas registros de vegetações pretéritas, bem como de atividades humanas em estudos arqueológicos (Figura 5). As assembleias de fitólitos preservados no solo devem ser sempre acompanhadas da comparação com assembleias modernas, coletadas nos horizontes superficiais do solo ou em superfícies de erosão (Bremond et al, 2005a).

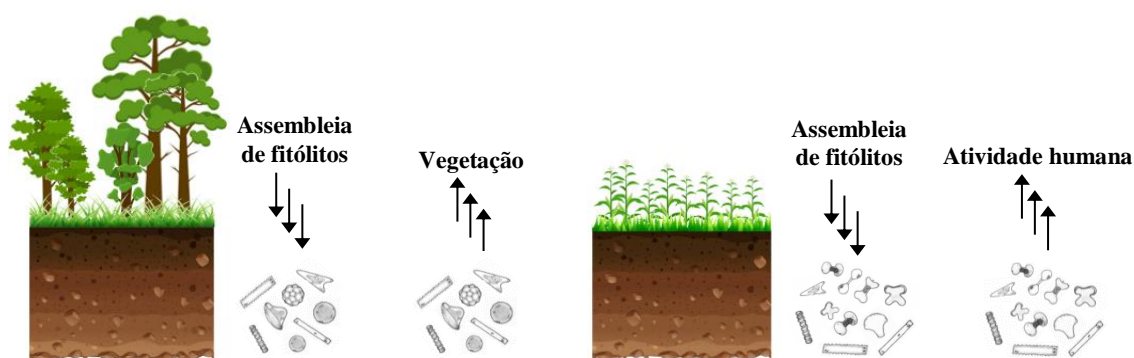


Figura 5. Verificação da similaridade dos fitólitos do solo com os da vegetação típica de formações preservadas. (Adaptado de Coe, 2009).

A reconstrução de ambientes por intermédio da análise de fitólitos do solo é baseada na relação existente entre a abundância e a morfologia dos fitólitos extraídos das plantas atuais e dos solos onde estas se desenvolvem e a comparação com os dados paleoecológicos (Albert, 2006). Para isso, são analisadas as assembleias de fitólitos em amostras coletadas em profundidade, que pode ser em alta resolução (intervalos regulares de 2 a 5 cm) ou média resolução (intervalos de até 10 cm), de acordo com o objetivo do estudo. Sempre que possível, recomenda-se coletar em intervalos menores (2 cm ou 5 cm), pois essas amostras podem ser agrupadas no laboratório caso se perceba que não há necessidade de estudar o perfil em alta resolução. É importante ressaltar que a coleta é um ponto crucial nos estudos de reconstrução paleoambiental, pois se deve ter muito cuidado para não haver contaminação e mistura de materiais. Ainda, para esse tipo de estudo devem ser priorizados locais que possuem menor grau de intervenção antrópica, buscando reconstituir na máxima plenitude o desenvolvimento do solo e possíveis mudanças na vegetação.

No caso dos fitólitos extraídos de solos, deve-se considerar que o solo é um corpo natural e dinâmico, em constante evolução no espaço e no tempo. Assim, quando se utiliza material extraído de solos, não se pode analisar o perfil como uma sequência sedimentar regular, mas como uma mistura entre materiais de origens e idades diferentes. Os processos de adições, transformações, translocações e perdas devem ser considerados. Em perfis que apresentam pedoturbação, quando for possível identificar as regiões do perfil afetadas por esse processo, deve-se evitar coletar nesses pontos. O processo de pedoturbação consiste na homogeneização de materiais do solo, principalmente por ação biológica (bioturbação). Nesse caso, as amostras podem conter uma mistura de assembleias de diferentes vegetações e com isso, a interpretação paleoambiental pode ser comprometida.

Para comparação com as assembleias extraídas em profundidade deve-se definir a assinatura fitolítica da vegetação atual por meio da coleta de amostras de solo (primeiros centímetros), serrapilheira e, quando possível, da própria vegetação (Figura 6). Quanto melhor a caracterização do cenário atual, melhor o parâmetro de comparação.

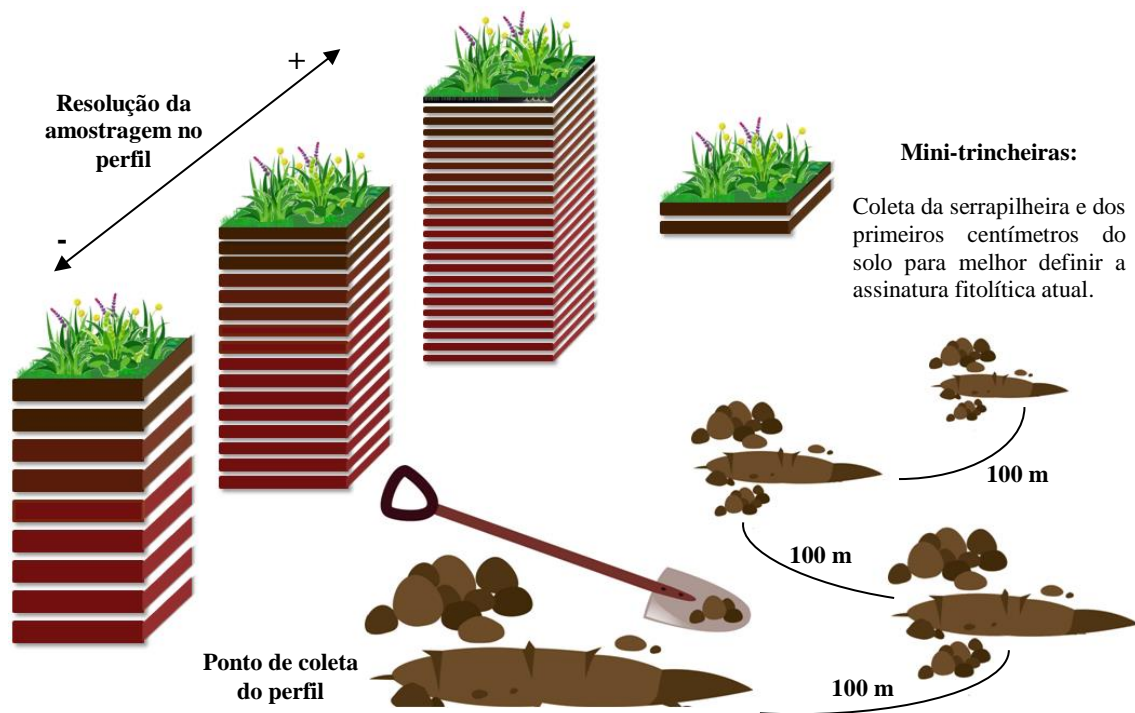


Figura 6. Exemplo de esquema de coleta para estudos de assembleias fitolíticas.

Alguns índices calculados a partir das assembleias de fitólitos têm sido propostos para interpretação das condições ambientais do solo (Tabela 2). Um dos mais utilizados é o índice de cobertura arbórea (D/P) desenvolvido por Alexandre et al. (1997). O índice D/P (Dicotyledoneae: Poaceae) foi inicialmente calculado com base na proporção entre o morfotipo *globular rugose* (ou *globular granulate*) diagnóstico de Eudicotiledôneas lenhosas, e todos os morfotipos produzidos por gramíneas (Poaceae). Os autores descobriram que, em vegetações de savana (campo), os valores D/P foram sempre < 1 , e para vegetações florestais, os valores D/P foram > 6 . Posteriormente, estudos em áreas de clima temperado e no Mediterrâneo mostraram que o índice D/P não refletia bem a cobertura arbórea em altitudes elevadas, pois as espécies comuns (árvores não tropicais) não produziam o único morfotipo utilizado para indicar vegetação florestal no índice (*globular granulate*) (Delhon et al., 2003; Bremond et al., 2004; Strömberg, 2004). Assim, Bremond et al., (2008) propuseram o índice D/P°, que considera no denominador apenas os morfotipos de Poaceae *short cells*, admitindo que os demais podem ter sua abundância controlada ambientalmente (Bremond et al., 2005b).

Tabela 2. Principais índices fitolíticos utilizados em estudos paleoambientais.

Índice de Cobertura Arbórea (D/P) (Alexandre et al., 1997)

$$D/P = \frac{\text{Fitólitos de Dicotiledôneas lenhosas (Globular granulate+Globular psilate+Globular oblong)}}{\text{Fitólitos de gramíneas (Bilobate+Polylobate+Cross+Rondel+Trapeziform+Saddle+Bulliform+Acicular...)}}$$

Índice de Cobertura Arbórea (D/P^o) (Bremond et al., 2008)

$$D/P^o = \frac{\text{Globular granulate}}{\text{Bilobate short cell+Cross+ Saddle+ Rondel+ Trapeziform polylobate short cell+ Trapeziform short cell}}$$

Índice Climático (Ic) (Twiss, 1992)

$$Ic\% = \left(\frac{\text{Rondel+Trapeziform (short cell e polylobate)}}{\text{Rondel+Trapeziform (short cell e polylobate)+Saddle+Cross+Bilobate short cell}} \right) \times 100$$

Índice de Adaptação a Aridez (Iph) (Diester-Hass et al., 1973; Twiss, 1992),

$$Iph\% = \left(\frac{\text{Saddle}}{\text{Saddle+Cross+Bilobate short cell}} \right) \times 100$$

Índice de stress hídrico (Bi) (Delhon, 2005).

$$Bi = \frac{\text{Bulliform cells (Bulliform cuneiform + Bulliform paralelepipedal)}}{\text{Saddle+Cross+Bilobate short cell+Polylobate+Trapeziform (short cell, sinuate, polylobate)+Rondel+Bulliform}}$$

Índice de stress hídrico (Fs) (Bremond, et al., 2005b).

$$Fs = \frac{\text{Bulliform cuneiform}}{\text{Fitólitos de gramíneas* (Bilobate+Cross+Rondel+Trapeziform+Saddle+Acicular...)*exceto elongates}}$$

Índice de stress hídrico (Bull/GSSC) (Strömberg et al. (2007).

$$\text{Bull/GSSC} = \frac{\text{Bulliform cuneiform}}{\text{Fitólitos de gramíneas* (Bilobate+Cross+Rondel+Trapeziform+Saddle...)*exceto elongates e acicular}}$$

Atualmente, o índice D/P também é calculado considerando os morfotipos *globular psilate* (ou *globular smooth*) e *globular oblong*, que são produzidos por Eudicotiledôneas (Runge, 1999), embora alguns autores continuem considerando apenas o morfotipo *globular rugose* (Aleman, et al., 2014; Bremond et al., 2017). Isso porque o morfotipo *globular smooth* pode ter várias origens. Pode ser encontrado na epiderme das folhas e dos ramos de dicotiledôneas lenhosas (Kondo et al., 1994) como em várias monocotiledôneas herbáceas e dicotiledôneas tropicais (Piperno, 1988). Além disso, é produzido em quantidades significativas pelas raízes de gramíneas tropicais (Alexandre et al., 1999).

O índice climático (Ic) proposto por Twiss (1992) representa uma estimativa/predição da proporção gramíneas do ciclo fotossintético C₃ e gramíneas do ciclo fotossintético C₄. É calculado pela razão entre a quantidade de fitólitos Pooideae (*rondel + trapeziform short cell* e *polylobate*) em relação à soma de morfotipos de Pooideae, Chloridoideae (*Saddle*) e Panicoideae (*Bilobate* e *polylobate*). Altos valores de Ic sugerem um clima frio (como em altas latitudes ou altas elevações, dominadas por gramíneas C₃), e baixos valores de Ic sugerem um clima quente e úmido ou quente e seco (baixas latitudes e elevações, dominadas por gramíneas C₄).

O índice de adaptação à aridez (Iph) desenvolvido por (Diester Haas et al., 1973), expressa a porcentagem de fitólitos de células curtas da subfamília Chloridoideae (*saddle*) em relação à soma dos fitólitos de células curtas de Chloridoideae e Panicoideae (*cross* e *bilobate short cell*). Altos valores de Iph sugerem predomínio de Chloridoideae, isto é, gramíneas xerofíticas e, portanto, prevalência de condições climáticas secas. Por outro lado, baixos valores de Iph indicam associações nas quais predominam gramíneas Panicoideae, sugerindo condições climáticas mais úmidas e/ou maior umidade no solo (Alexandre et al., 1997).

Outro índice bastante utilizado para interpretações ambientais é o índice de estresse hídrico. Três índices foram propostos para estimar o estresse hídrico de gramíneas baseado

em assembleias de fitólitos em diferentes regiões do mundo: O índice Bi (*Bulliform index*), definido por Delhon (2005); o índice Fs (*Fan-shaped*) desenvolvido por (Bremond et al., 2005b), e o índice Bull/GSSC (*Bulliform/ Grass silica short cells*) proposto por Strömberg et al. (2007). Eles são calculados por diferentes fórmulas, porém todos consideram que altas concentrações de *bulliform cells* estão relacionadas com as condições de estresse hídrico. Conforme Coe (2009), a silicificação de células buliformes ocorre como resultado de forte evapotranspiração. Portanto, a abundância desse morfotipo em solos e sedimentos pode ser usada para indicar a intensidade de estresse hídrico registrada pelas gramíneas. Sua frequência em sedimentos é usada para indicar condições ecológicas e climáticas passadas experimentadas pela vegetação em escala local, como a disponibilidade hídrica para as plantas (Verdin et al., 2001; Bremond et al., 2005b; Delhon, 2005, 2007; Borba-Roschel et al., 2006; Strömberg et al., 2007; Barboni et al., 2007).

2.3 Isótopos Estáveis de Carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) e Datação ^{14}C

Na natureza, existem dois isótopos de carbono que são estáveis e se encontram em determinadas proporções. O ^{12}C é o mais leve e apresenta a maior proporção em relação ao total de C na natureza (98,89%), e o ^{13}C representa apenas 1,11% do total. A razão entre esses dois isótopos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) em materiais naturais varia muito pouco em torno dos seus valores médios o que é devido ao resultado do fracionamento isotópico durante os processos físicos, biológicos e químicos. Esta variação isotópica é relativamente pequena nas plantas e na matéria orgânica decorrente. Os materiais mais enriquecidos (os que apresentam valores mais altos de ^{13}C) diferem dos menos enriquecidos (valores mais baixos de ^{13}C) em aproximadamente 4% ou 40 partes por mil (‰) (Boutton, 1996).

O uso desses isótopos em estudos ambientais baseia-se no fato de que a composição isotópica das substâncias naturais varia de forma previsível, conforme a ciclicidade do elemento pela natureza. Assim, é possível avaliar a contribuição relativa das diferentes fontes incorporadas à matéria orgânica de um ambiente e inferir os possíveis efeitos ambientais, naturais ou não, que levaram às variações nos valores de ^{13}C e ^{12}C (Boutton, 1996; Saia, 2007). A composição isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) das amostras analisadas em um espectrômetro de massas é medida em comparação com a composição isotópica do padrão *Viena Pee Dee Belemnite* – V_{PDB} , um molusco fóssil. A razão molar $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão V_{PDB} é igual a 0,01124 (Farquhar et al., 1989). A composição isotópica de uma amostra (δ amostra) em comparação com o padrão V_{PDB} é dada pela equação a seguir:

$$\delta_{\text{amostra}} = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}}}{R_{\text{PDB}}} = \frac{R_{\text{amostra}}}{R_{\text{PDB}}} - 1$$

Dessa forma, δ_{amostra} indica o desvio da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra (R_{amostra}) em relação à razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão V_{PDB} (R_{PDB}). Por envolver números geralmente pequenos, é costume nos trabalhos encontrados na literatura multiplicar o resultado obtido na equação por mil:

$$\delta_{\text{amostra}} (\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{amostra}}}{R_{\text{PDB}}} \right) \times 1000$$

As plantas discriminam negativamente o $^{13}\text{CO}_2$ durante a fotossíntese como resultado de propriedades bioquímicas das enzimas fixadoras de carbono e de limitações para a difusão do CO_2 na folha, (Farquhar et al., 1989). Admite-se que a composição dos isótopos do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) das espécies de plantas do ciclo fotossintético C_3 varia entre -22,0‰ e -32,0‰, com média de -27,0‰, enquanto que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das espécies de plantas de

ciclo fotossintético C_4 variam entre $-9,0\text{‰}$ e $-17,0\text{‰}$, com média de -13‰ (Figura 7) (Boutton, 1996; Boutton et al., 1998). As plantas CAM (metabolismo ácido das crassuláceas), por outro lado, podem apresentar valores de $\delta^{13}\text{C}$ muito variáveis. As espécies que apresentam o metabolismo CAM obrigatório possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ comparáveis aos das plantas C_4 , enquanto que aquelas espécies que apresentam metabolismo CAM facultativo possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -28‰ e -10‰ , indistinguíveis daqueles encontrados nas plantas C_3 ou C_4 (Boutton, 1996). Desta forma, pode-se inferir sobre a vegetação que originou a matéria orgânica, se houve mudança de predomínio de grupos fotossintéticos ao longo do tempo ou ainda se o ambiente foi colonizado por uma mistura de plantas dos dois grupos, C_3 e C_4 (Meyers, 1994).

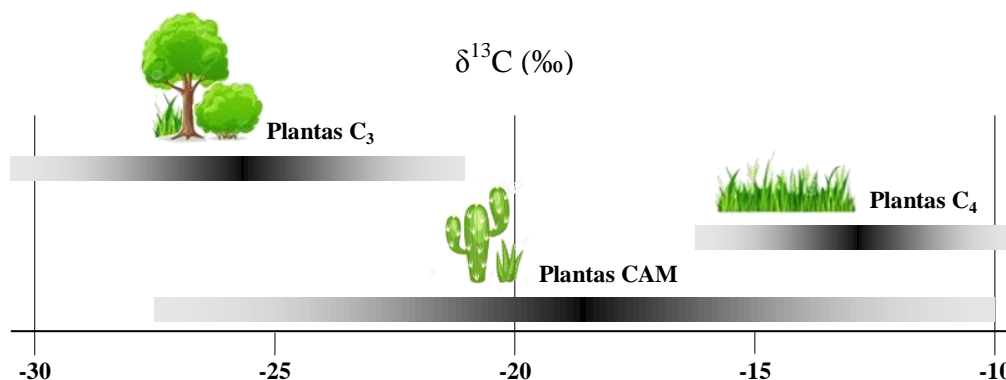


Figura 7. Valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ de plantas de ciclo fotossintético C_3 , C_4 e CAM.

Com relação ao método de datação ^{14}C foi desenvolvido por Willard Frank Libby, pesquisador da Universidade da Califórnia, em 1949 (Libby et al., 1949). O isótopo radioativo ^{14}C (8 nêutrons e 6 prótons) é formado naturalmente na alta atmosfera pela colisão de um nêutron, originado da ação de raios cósmicos, com um átomo de ^{14}N (7 nêutrons e 7 prótons). Essa colisão faz com que ^{14}N perca um próton e ganhe um nêutron, convertendo-se em ^{14}C . (Broecker, 2003). Como é uma forma isotópica instável o ^{14}C sofre decaimento radioativo, sendo a sua meia-vida física de aproximada de 5730 anos (± 30 anos). No decaimento, um átomo de ^{14}C emite um elétron (partícula beta), um nêutron é convertido em próton, e é originado um átomo de ^{14}N (Pessenda et al., 2015).

Uma vez formado na atmosfera, o ^{14}C é oxidado a CO_2 e entra no ciclo global do carbono com os isótopos estáveis desse elemento, ^{12}C e ^{13}C . Nesse ciclo, o carbono é incorporado aos organismos vivos pela fotossíntese e pela cadeia alimentar. Como a taxa de produção de ^{14}C na alta atmosfera é tida como relativamente constante, a relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C} \approx 1,3 \times 10^{-12}$ encontrada no estoque de carbono atmosférico é muito próxima àquela encontrada nos organismos vivos (Broecker, 2003; Nave, 2006). Enquanto vivos, os organismos incorporam continuamente os diferentes isótopos de carbono aos seus tecidos e mantém a razão $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. Com a morte do organismo cessa-se a incorporação de carbono. A partir desse momento, somente a desintegração radioativa do ^{14}C ocorrerá, o que resulta, ao longo do tempo, na redução do conteúdo de ^{14}C na matéria-orgânica restante (Broecker, 2003; Pessenda et al., 2015).

O método de datação por meio do ^{14}C fundamenta-se na mensuração da quantidade do isótopo radioativo restante em materiais de natureza orgânica que em algum momento do passado incorporaram o carbono atmosférico. A partir da medição da quantidade de ^{14}C residual é possível calcular o tempo decorrido desde a morte do organismo, conforme a equação a seguir (Okuno et al., 1986; Teixeira et al., 2009):

$$N = N_0 [2^{-(t/T_{1/2})}]$$

Onde: N é o número de átomos de ^{14}C que ainda não se desintegrou; N_0 é o número de átomos presentes no instante $t = 0$;
 $T_{1/2}$ é a meia vida do ^{14}C ;
 t é o intervalo de tempo.

Com base no valor de meia-vida física, tem sido possível a datação de amostras de até ~60 mil anos (Pessenda et al., 2005). Uma das técnicas de medição da quantidade de ^{14}C em uma amostra, com base na mensuração da radioatividade emitida pelos átomos restantes, como, por exemplo, é a de cintilação líquida. Nessa técnica, quanto menor a radioatividade detectada, menor a quantidade de ^{14}C . Mais recentemente, o ^{14}C passou também a ser datado pela técnica de “*Accelerator Mass Spectrometry*” (AMS), que se baseia na contagem dos próprios átomos de ^{14}C existentes na amostra. Em comparação com a técnica de cintilação líquida a de AMS permite a datação de amostras um pouco mais antigas, em menor quantidade e com menor margem de erro (Broecker, 2003; Pessenda et al., 2015).

O primeiro pesquisador a detectar imperfeições na escala de tempo obtida com as datações ao ^{14}C foi deVries, em 1958. Ele verificou que as idades obtidas não correspondiam às idades de calendário conhecidas para algumas amostras e atribuiu tais desvios às alterações na relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ do CO_2 atmosférico, causadas por perturbações no fluxo de raios cósmicos para a atmosfera terrestre (Broecker, 2003). Com essa descoberta, foram iniciados os trabalhos de calibração das idades obtidas pelas datações usando o ^{14}C com os anos de calendário. Uma das fontes de comparação das idades de ^{14}C com os anos de calendário são os anéis de crescimento de árvores, a dendrocronologia. Essa calibração é aplicada a amostras de origem terrestre, cuja fonte de CO_2 é a atmosfera (Reimer et al., 2004).

A datação com base no ^{14}C tornou-se uma poderosa ferramenta em estudos arqueológicos, geológicos e paleontológicos e no apoio cronológico às investigações sobre paleoclimas recentes, pois permitiu pela primeira vez a datação de materiais orgânicos (Teixeira et al., 2009; Pessenda et al., 2015).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Localizações das Áreas de Estudo

As áreas de estudo estão localizadas na região serrana do estado do Espírito Santo, nos municípios de Santa Maria de Jetibá e Castelo (Figura 8). Os municípios estão inseridos na microrregião Central Serrana do estado, caracterizada pelo predomínio de pequenas propriedades de base familiar que têm a agricultura como principal atividade econômica (Lira & Vieira, 2010). Em cada município foram coletados 4 perfis em duas topossequências, sendo a topossequência 1 (T1) localizada no município de Santa Maria de Jetibá, e a topossequência 2 (T2) localizada no município de Castelo.

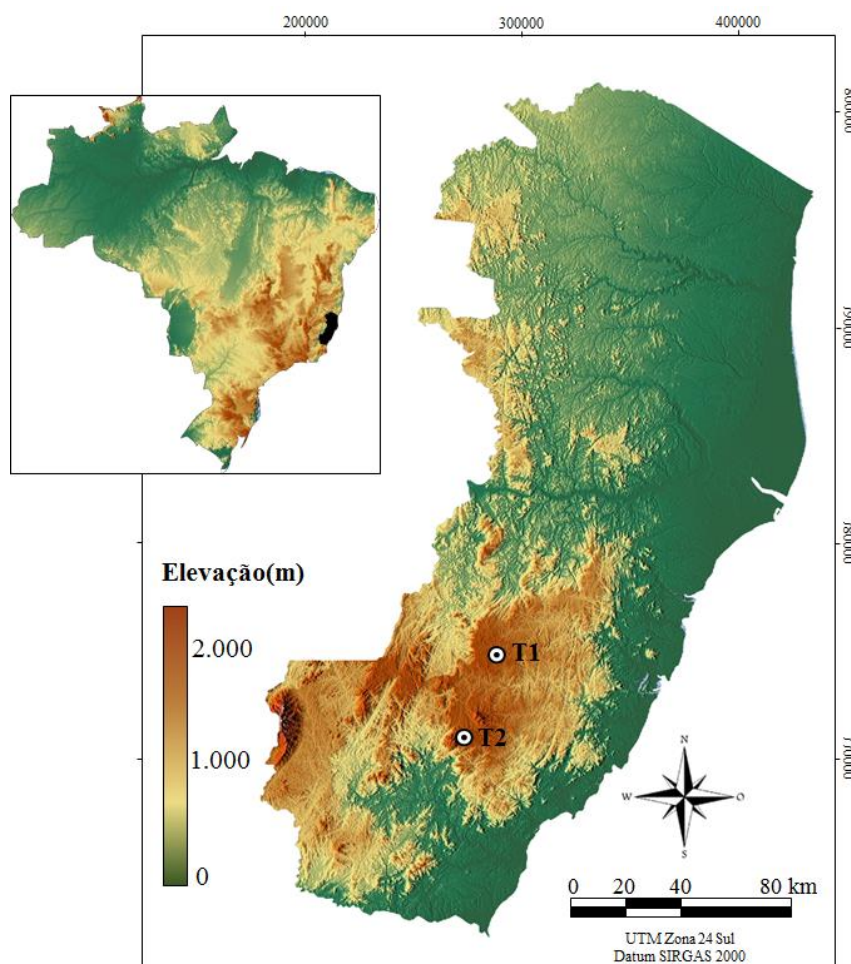


Figura 8. Localização das áreas de estudo. T1: Topossequência 1, Santa Maria de Jetibá –ES; T2: Topossequência 2, Castelo – ES.

3.2 Escolha das Áreas

As áreas foram escolhidas a partir de trabalhos de campo, baseados em registros da ocorrência de solos com elevados teores de matéria orgânica. Presumiu-se que esses solos apresentariam grande potencial para estudos paleoambientais em decorrência do clima mais frio e úmido da região serrana, que contribui para a preservação da matéria orgânica e fitólitos depositados em épocas passadas. Foram priorizados locais nos quais os solos apresentam menor grau de intervenção antrópica.

3.3 Caracterização do Meio Físico

3.3.1 Geologia e geomorfologia

A região que compreende os municípios de Santa Maria de Jetibá e Castelo situa-se inteiramente sobre as rochas da suíte intrusiva do Espírito Santo. Fazem parte desta suíte litotipos de composição predominantemente graníticas, pouco deformadas ou sem deformação. São rochas intrudidas durante o ciclo brasileiro ou após este, sendo então datadas do proterozóico superior. A suíte está geotectonicamente inserida na faixa do Ribeira, pertencente à província Mantiqueira (Scardua, 2000; Cordani et al., 1982). Os corpos litológicos desta suíte sustentam elevações topográficas expressivas apresentando encostas desnudas, paredões de rocha e pontões de rocha nua. Estes últimos recebem denominações locais que, por sua vez, batizam os maciços. Mineralogicamente, estas rochas são compostas por assembleias contendo microclínio, plagioclásio e quartzo como minerais essenciais, biotita e anfibólio como máficos, bem como minerais acessórios.

Com relação aos aspectos geomorfológicos, o Pico Forno Grande no município de Castelo (2.039 metros) e a Pedra do Garrafão no município de Santa Maria de Jetibá (1.450 metros), são feições geomorfológicas características das áreas de estudo. Destacam-se por apresentarem paredões de rocha desnuda e formas de relevo elipsoidais. A neotectônica, movimentos da crosta terrestre que ocorreram durante o Terciário Superior e Quaternário, é um dos principais mecanismos controladores do relevo do estado (Saadi, 1993; Lima et al., 2006). O basculamento da superfície em determinadas direções e a inclinação das camadas representam influências da neotectônica e alteram o comportamento dos fluidos, afetando a pedogênese e a evolução do relevo (Nunes et al., 2011). Segundo o Mapeamento Geomorfológico do estado do Espírito Santo (Coelho et al., 2012), os municípios inserem-se na Região da Mantiqueira Setentrional nas Unidades Maciço do Caparaó I e II.

A região geomorfológica dos Planaltos da Mantiqueira Setentrional possui aspecto montanhoso fortemente dissecado, incluindo altitudes variadas dispostas geralmente em níveis altimétricos relacionados com as fases de dissecção comandadas pelos rios, adaptados às fraquezas litológicas e estruturais. As Unidades do Maciço do Caparaó I e II caracterizam-se por um modelado intensamente dissecado com altitudes médias em torno de 600m, destacado por grandes elevações maciças, algumas superiores a 2.000 metros de altitude. A conjugação de influências dos eventos tectônicos sobre essas rochas e de climas predominantemente úmidos é percebida nas formas de dissecção intensamente orientadas por falhas inter cruzadas, escarpas adaptadas, falhas e elevações residuais (Coelho et al., 2012).

3.3.2 Solos

Em decorrência dos aspectos geológicos, do relevo, e da proximidade com o Oceano Atlântico, o Estado do Espírito Santo apresenta uma alta diversidade de solos. Na região serrana, os solos são ainda mais diversos, levando em conta as diferentes condições de clima e vegetação condicionadas pelo relevo. Nestas áreas, observa-se um elevado acúmulo de matéria orgânica favorecido pelas baixas temperaturas, pelo hidromorfismo e elevada acidez, que reduzem as taxas de decomposição da matéria orgânica. Nas partes mais elevadas da paisagem, em pedoformas convexas que propiciam condições de boa drenagem ocorrem Organossolos Fólicos e Cambissolos Hísticos. Apesar da pouca profundidade, esses solos têm alta capacidade de sustentação da vegetação e retenção de umidade, umidade ocasionada pelo alto teor de matéria orgânica, podendo apresentar saturação durante o período chuvoso. Em vales encaixados (pedoformas côncavas) com áreas brejosas, também são observados Organossolos e Gleissolos Háplicos. Os ambientes de ocorrência desses solos têm grande relevância do ponto de vista da biodiversidade, pois as condições pedoclimáticas na região serrana propiciam um refúgio de espécies e proteção de bacias hidrográficas no ambiente da Mata Atlântica.

Nas porções menos elevadas, os solos são mais profundos e bem drenados, representados por Latossolos e Cambissolos com horizonte A húmico. Assim como os solos das áreas mais elevadas, apresentam alto nível de acidez e baixa fertilidade, nesse caso, mais relacionada com a natureza do material de origem. A extrema fragilidade destes ambientes e o caráter de “refúgio ecológico” demandam uma maior atenção no manejo destas áreas.

3.3.3 Vegetação primária

De acordo com o Mapa de Vegetação do Espírito Santo (IBGE 2004), são identificadas seis fitisionomias no estado: Floresta Ombrófila Densa, Floresta Ombrófila Aberta, Floresta Estacional Semidecidual, Savanas, Formações Pioneiras e Refúgios Ecológicos (Figura 9). Os municípios Santa Maria de Jetibá e Castelo se encontram em regiões de Floresta Ombrófila Densa, caracterizada por árvores perenifólias com brotos foliares geralmente desprovidos de proteção à seca, e está subordinada a períodos secos de até 60 dias (Ururahy et al. 1983; Jordy Filho 1987).

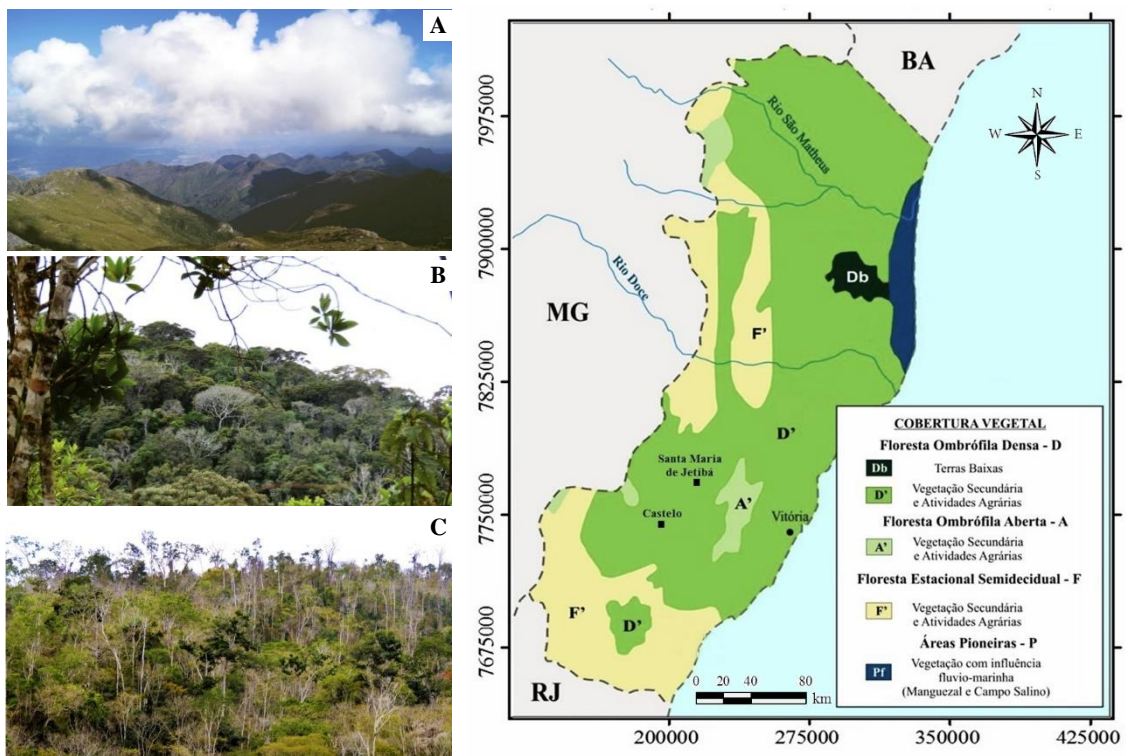


Figura 9. Mapa da cobertura vegetal do estado do Espírito Santo e principais fitisionomias das áreas de estudo. (A) Campos de altitude. (B) Floresta Ombrófila Densa Altomontana e (C) Floresta Ombrófila Densa Montana. Fonte: Adaptado de Lorente (2015) e Garbin et al. (2017).

Conforme a classificação hierárquica baseada, sobretudo, em critérios altitudinais, as áreas de coleta dos solos encontram-se inseridas em domínios de Floresta Ombrófila Densa Montana e Altomontana (IBGE, 2012). Dois dos maiores remanescentes dessas formações estão nos municípios de Santa Maria de Jetibá e Castelo (Simonelli & Fraga, 2007). A Floresta Ombrófila Densa Montana ocorre na faixa altitudinal de 500 a 1.500 metros, caracterizando-se por apresentar um estrato dominante com altura até 25 metros, formado por macro, meso e nanofanerófitas, com grande quantidade de epífitas e lianas (IBGE, 1983), sendo esta vegetação influenciada pela elevada umidade decorrente da alta pluviosidade. A Floresta Ombrófila Densa Alto-montana ocorre em altitudes superiores a 1.500 metros

composta de nano e microfanerófitas de alturas entre 5 a 10 metros (IBGE, 1983). Em função das baixas temperaturas médias, é comum a vegetação apresentar características xerofíticas (IBGE, 1983).

Inserido nessas Regiões Fitoecológicas, existe um tipo vegetacional que está associado aos afloramentos rochosos e baixas temperaturas, conhecida como campos rupestres ou campos de altitude (Benites et al., 2003). O termo “rupestre” é usado para designar as formas de vida que estão associadas aos rochedos ou afloramentos rochosos. A vegetação rupestre apresenta fisionomia herbáceo-graminóide intercalada por pequenos arbustos, que ocorre sobre solos litólicos de embasamento cristalino.

3.3.5 Uso atual

A cobertura vegetal do Espírito Santo, antes praticamente toda recoberta pela Mata Atlântica, tem uma história de devastação cujos registros remontam aos do início de sua colonização. A efetiva colonização do estado Espírito Santo ocorreu a partir da segunda metade do século XIX, com as primeiras levas de imigrantes europeus ocupando as regiões serranas e, a seguir, a região norte do rio Doce. A ocupação promoveu grandes impactos antrópicos, como o uso do fogo para destruir a vegetação nativa, que foi substituída por extensas lavouras de café (Garbin et al., 2017). No século XX, a expansão dos bananais, cafezais, eucaliptais e, de uma forma ainda mais devastadora, das pastagens, reduziu a Mata Atlântica – que antes cobria mais de 80% da superfície do Estado – a menos de 10% de sua área original (Simonelli & Fraga, 2007). Esse impacto alarmante dizimou os habitats naturais da flora e fauna nativas, deixando isolados pequenos fragmentos de ecossistemas nativos.

Atualmente, as áreas de coleta e seu entorno encontram-se ocupadas pelas seguintes fitofisionomias: agricultura, pastagem, plantio de eucalipto e fragmentos florestais em estágios inicial, médio e avançado de regeneração. As áreas de agricultura são utilizadas para o cultivo de espécies vegetais de subsistência, bem como para comercialização, tais como: *Fragaria* sp (morango), *Coffea* sp (café), *Musa* sp (banana), *Phaseolus vulgaris* (feijão), *Zea* sp (milho) e *Solanum lycopersicum* (tomate). Normalmente, as lavouras se encontram instaladas em terrenos de relevo acidentado, em áreas antes ocupadas com a cultura do café. Já nas áreas de pastagem, a vegetação é composta por diversas gramíneas, entremeadas por arbustos com até 2,0 m de altura.

As áreas em estágios de regeneração apresentam fisionomia variando de arbustiva esparsa a predominantemente arbórea e com adição de serrapilheira abundante. Formam em alguns pontos um dossel fechado e em outros descontínuo, devido principalmente a variação na profundidade do solo e a presença de afloramentos rochosos. No terço superior das vertentes, observa-se fisionomia arbustivo-arbórea, entremeada principalmente por representantes das famílias Poaceae e Cyperaceae, variando em função da penetração de luz (Scardua, 2000). As espécies que ocorrem sobre os afloramentos são, em sua maioria, membros das famílias Bromeliaceae, Velloziaceae, Amaryllidaceae, Cactaceae, Melastomataceae, Campanulaceae, Orchidaceae e Gesneriaceae, além de diversos líquens e samambaias (Meirelles & Goldenberg, 2012).

3.3.6 Clima

O clima na região serrana do estado do Espírito Santo é predominantemente Cwb - clima tropical de altitude, com inverno seco e verão ameno. No município de Santa Maria de Jetibá, a temperatura média anual é de 18,7°C, e a precipitação média anual é de 1.300 mm, com estação chuvosa entre os meses de outubro a maio, e seca entre junho e setembro (Figura 10). No município de Castelo, a temperatura média anual é de 23°C, com máximas chegando a 33°C e mínimas entre 5 e 7°C (Figura 10). A pluviosidade média anual é de 1.200 mm com invernos secos e verões chuvosos. De acordo com o zoneamento climático realizado por

SEPLAN (1999), os municípios estão inseridos em área de Terras Frias, Acidentadas e Chuvosas, caracterizadas por apresentarem médias mínimas de 7,3 a 9,4°C, e médias máximas de 25,3 a 27,8°C.

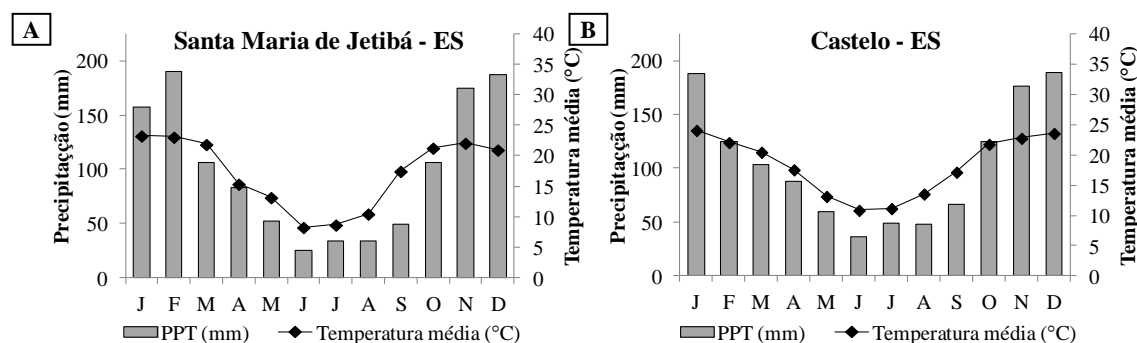


Figura 10. Distribuição da precipitação pluviométrica média mensal (PPT) e temperatura média mensal nos municípios de Santa Maria de Jetibá (A) e Castelo (B). (Incaper, 2017).

3.4 Descrição dos Perfis e Coleta de Amostras

A descrição morfológica dos perfis e a coleta das amostras seguiram as normas do Manual de Descrição e Coleta de Solos em Campo (Santos et al., 2015). Foram coletadas amostras por horizontes e/ou camadas para as análises químicas e físicas e amostras em profundidade, em intervalos de 10 cm, para a análise de fitólitos, análises isotópicas (^{14}C e $\delta^{13}\text{C}$). As amostras de solos deformadas coletadas por horizonte foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm, para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA) e as amostras indeformadas, para densidade do solo, foram secas em estufa a 105°C por 24 horas.

3.5 Atributos Edáficos

Nas amostras de constituição mineral (carbono orgânico menor que 80 g kg⁻¹ na fração TFSA) foram realizadas segundo o Manual de Métodos de Análise de Solo da Embrapa (Teixeira et al., 2017) as seguintes análises físicas: a) percentual da fração terra fina; b) teores das frações granulométricas areia grossa, areia fina, silte e argila; c) teor de argila naturalmente dispersa; e d) cálculos do grau de floculação (GF) e da relação silte/argila. Foram também determinadas as propriedades físicas: densidade do solo (Ds) e das partículas (Dp), sendo calculada a partir dessas o volume total de poros do solo (VTP).

Nas amostras coletadas por horizonte, foram também realizadas as seguintes análises químicas de rotina: pH em água e em KCl na relação 1:2,5 (solo:água); teores de cálcio (Ca^{+2}), magnésio (Mg^{+2}) e alumínio (Al^{+3}) trocáveis, analisados por titulometria; fósforo assimilável (P), potássio (K^{+}) e sódio (Na^{+}) trocáveis, determinados por colorimetria e fotometria de chama, respectivamente; acidez extraível ($\text{H}^{+} + \text{Al}^{+3}$) e hidrogênio extraível (H^{+}) obtidos por meio de solução de acetato de cálcio 0,025 mol L⁻¹. Todos os métodos se encontram descritos em Teixeira et al. (2017). O carbono orgânico total (COT) foi determinado via oxidação úmida com dicromato de potássio em meio ácido aquecido e posterior titulação do excesso de dicromato com sulfato ferroso amoniacal (Teixeira et al., 2017).

3.6 Ataque Sulfúrico, Elementos Totais e Relações Moleculares Ki e Kr

O ataque sulfúrico foi aplicado na TFSA para extração dos teores de SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, e TiO₂. A análise constituiu em colocar amostra de solo (TFSA) em contato com solução de H₂SO₄ (1:1) sob fervura e posterior resfriamento e filtragem (Teixeira et al., 2017). A determinação dos elementos totais via fluorescência de raios X foi realizada na Universidade de Viçosa. As amostras de solo (0,6 g TFSA) foram submetidas a tratamento prévio com 5,4 g de tetraborato de lítio. Essas amostras foram aquecidas a 1.100°C até fundirem-se em pastilhas, no equipamento Philips PERL'X3, com prensa hidráulica Herzog. Posteriormente, as pastilhas foram analisadas em espectrômetro sequencial de longitude de onda dispersiva Philips Magix Pro (PW-2440) com gerador de raios X de ânodo RH operando a 4 kw (Hallett & Kyle, 1993) e com quatro filtros de alumínio de 200 e 750 µ, bronze de 300 µ e chumbo. O espectrômetro possui amostrador automático Philips PW2540VRC com cinco bandejas de 12 posições, permitindo analisar 60 amostras por vez.

Com os resultados do ataque sulfúrico e da fluorescência de raio X, foram calculados os índices Ki e Kr, de acordo com as equações:

$$K_i = \frac{1,70 \times \%SiO_2}{\%Al_2O_3} \qquad K_r = \frac{1,70 \times \%SiO_2}{\%Al_2O_3 + (0,64 \times \%Fe_2O_3)}$$

3.7 Indicadores de Descontinuidades Litológicas

Com o intuito de detectar possíveis descontinuidades litológicas, foi calculado o valor de uniformidade (UV) (Tsai & Chen, 2000; Schaetzl, 1998). Para tal, a fração de areia foi separada por tamizamento mecânico em cinco frações, segundo a classificação em USDA (1975): areia muito fina (AMF) (0,05 a 0,10 mm), areia fina (AF) (0,10 a 0,25 mm), areia média (AM) (0,25 a 0,50 mm), areia grossa (AG) (0,5 a 1,0 mm) e areia muito grossa (AMG) (1 a 2 mm).

$$UV = \frac{[(\%silte - \%AMF)/(\%areia - \%AMF)]_{no\ horizonte\ superior}}{[(\%silte - \%AMF)/(\%areia - \%AMF)]_{no\ horizonte\ inferior}}$$

Foi utilizada também a relação dos teores totais de Ti e Zr para identificar possíveis descontinuidades de material originário. Os elementos titânio e o zircônio são considerados pouco móveis por conta da alta estabilidade das formas com que ocorrem no ambiente do solo (Milnes e Fitzpatrick, 1989) e porque apresentam solubilidade muito limitada (Taboada et al., 2006). Por essa razão, têm sido utilizados em diversos estudos de gênese de solos para inferir descontinuidade litológicas.

3.8 Análises para Caracterização de Organossolos

A caracterização diferenciada de solos com altos teores de matéria orgânica destaca atributos que podem indicar diferenças em relação aos solos denominados minerais. Entre os procedimentos para caracterização dos Organossolos, destaca-se a adaptação de metodologias inicialmente desenvolvidas por Lyn et al. (1974), descritas por Fontana et al. (2017) para a caracterização de solos com altos teores de matéria orgânica. Os testes incluem: determinação da porcentagem da matéria orgânica e material mineral, densidade do solo e da matéria orgânica, resíduo mínimo, índice de pirofosfato e escala de decomposição de von Post.

A determinação dos percentuais de matéria orgânica (MO) e material mineral (MM) foi efetuada pela combustão em mufla a 600°C por 6h. Para determinação da densidade do solo (Ds), foram utilizadas amostras indeformadas coletadas usando o anel volumétrico. A

densidade da matéria orgânica (DMO) foi obtida a partir dos valores de densidade do solo (Ds) e material mineral (MM), com base na premissa de que o material orgânico (MO) tem uma estrutura aberta cujos interstícios são ocupados pela matéria mineral (LYN et al., 1974).

O resíduo mínimo (RM) representa a estimativa da proporção entre a espessura residual e a original, sendo expresso em cm/cm, sendo calculado a partir dos valores de Ds e DMO. O índice de pirofosfato (IP) foi determinado com papel cromatográfico, utilizando os padrões de cor da carta de Munsell (página de matiz 10YR). A determinação do conteúdo de fibras foi realizada em amostras de 5 cm³ de solo, com uma peneira de 100 mesh, obtendo os valores de fibra não esfregada (%FNE) e fibras esfregadas (%FE). A análise da escala de decomposição de Von Post é utilizada na classificação dos Organossolos para diferenciação no terceiro nível taxonômico, que corresponde ao grande grupo, podendo ser: fibrício, hêmico e sáprico (Santos et al., 2018). Todos os procedimentos detalhados são descritos em Fontana et al. (2017).

3.9 Análise Isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e Datação ^{14}C

A análise dos isótopos estáveis foi realizada nas amostras coletadas em intervalos de 10 cm, do topo até a base do perfil. Para as determinações isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$), as amostras foram maceradas em gral de porcelana e passadas em peneira de 100 mesh. O material foi quantificado em analisadores elementares acoplados a espectrômetros de massa ANCA SL 2020 da Europa Scientific e Delta 5 Advantage da Thermo, no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA – USP). Composição elementar (Carbono orgânico total – Corg total) é expressa em porcentagem de peso seco e a composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) medida em relação ao padrão VPDB (Viena *Pee Dee Belemnite*), e expressa em partes per mil (‰) com desvio padrão de 0.2 ‰ (Pessenda et al., 2010):

$$\delta_{\text{amostra}} (\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{amostra}}}{R_{\text{PDB}}} \right) \times 1000 \quad \text{Onde } R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} \text{ para a razão isotópica do carbono.}$$

Em decorrência da ausência de fragmentos de carvão, a datação por C^{14} foi realizada na fração húmica da matéria orgânica do solo (MOS), que corresponde ao tempo médio de residência da MOS (Campbell et al., 1967; Lehmann & Kleber; 2015). Foram selecionados os horizontes de constituição orgânica mais profundos e/ou nos horizontes minerais cujas concentrações de matéria orgânica fossem ainda altas o bastante para a extração da fração húmica (Carbono orgânico $\geq 40 \text{ g.kg}^{-1}$). As amostras foram coletadas observando-se todos os cuidados para não haver contato com substâncias orgânicas ou ferramentas e coletores que possam ter contaminação com resíduos orgânicos. Em seguida, as amostras foram submetidas a pré-tratamento para extração da húmica (Pessenda, 1996). Após a separação, as amostras foram encaminhadas para datação por AMS, no *Center for Applied Isotope Studies – CAIS*, Universidade da Geórgia, USA. Os dados são apresentados em anos calibrados AP (Antes do Presente) (cal AP, 2σ , Reimer et al., 2013).

3.10 Extração de Fitólitos do Solo e Índices Fitolíticos

A extração dos fitólitos nas amostras dos horizontes de constituição orgânica foi realizada por meio de calcinação em mufla, de acordo com procedimentos modificados por Campos e Labouriau (1966) e Piperno (2006). Nas amostras de horizontes de constituição mineral, a extração foi feita conforme o Método 2, descrito em Calegari et al. (2013). Os morfotipos foram identificados em lâminas confeccionadas com a fração resultante da extração e observados em magnificação de 400X, em microscópio óptico *Zeiss Axioskop 40* no Laboratório de Gênese e Classificação do Solo LGCS – UFRRJ. Em cada lâmina foram

contados, no mínimo, 200 fitólitos com significado taxonômico e/ou ambiental, identificados conforme o International Code for Phytolith Nomenclature - ICPN (Madella et al., 2005).

O número de fitólitos foi calculado de acordo com Albert e Weiner (2001). O cálculo baseia-se na fração insolúvel em ácido (FIA), que é a fração da amostra que permanece após o tratamento com ácido (no caso de solos/sedimentos com carbonato) e peróxido (Schiegl et al., 1996). O uso do número de fitólitos por grama de FIA permite comparações entre amostras independentemente dos processos de pedogênese ou diagênese do sedimento (Albert et al., 1999; Albert et al., 2000; Albert et al., 2003; Cabanes et al., 2009; Karkanis et al., 2002).

A partir das assembleias identificadas foram calculados os seguintes índices fitolíticos:

a) Índice de adaptação a aridez (Iph) (Diester-Hass et al., 1973; Twiss, 1992)

Este índice avalia a umidade da área de estudo no período em que os fitólitos foram produzidos pelas plantas. O Iph é baseado na relação entre a quantidade de fitólitos Chloridoideae (morfotipo *saddle*) versus a soma dos morfotipos de Chloridoideae (*saddle*) e Panicoideae (*bilobate* e *cross*) x 100.

b) Índice Climático (Ic) (Twiss, 1992)

Este índice oferece informações sobre a temperatura da área de estudo e baseia-se na razão entre a quantidade de fitólitos Pooideae pela soma de morfotipos de Pooideae (*rondel* e *trapeziform short*), Chloridoideae (*saddle*) e Panicoideae (*bilobate* e *polylobate*) x100.

c) Índice de Cobertura Arbórea (D/P) (Alexandre et al., 1997)

Este índice baseia-se na relação de fitólitos de Eudicotiledôneas (*globular psilate* e *rugose*) dividido pela soma dos fitólitos de Poaceae (Pooideae, Chloridoideae, Panicoideae, *trichomes* e *bulliforms*). O D/P avalia a cobertura arbórea no terreno, caracterizado pela presença do morfotipo *globular* no solo, ou seja, quanto maior a quantidade de *globular* na amostra, maior a quantidade de árvores no terreno. A relação D/P é bastante confiável para regiões tropicais (Delhon et al., 2005).

d) Índice bulliform (IB) Bremond et al. (2005)

Este índice é utilizado para avaliar o estresse hídrico sofrido pelas gramíneas e, indiretamente, a aridez do ambiente em que os fitólitos foram formados. Neste cálculo, determina-se a razão entre os morfotipos *bulliforms* (*cuneiforme bulliform*) e a soma das células curtas, dos *bulliforms* e dos *acicular hair cells* x100.

3.11 Análises Estatísticas

Os resultados foram avaliados em conjunto a partir da interpretação de indicadores ambientais e pedológicos, em que uma análise serviu de suporte a outra na reconstrução do paleoambiente. Os resultados obtidos na análise fitolíticas foram analisados por técnicas de estatística multivariada. Em cada perfil foram realizadas análises de agrupamentos por similaridade (método da soma total de quadrados) para definir as zonas fitolíticas, por meio dos programas TiliaGraph e CONISS (Grimm 1987). Para a interpretação paleoambiental de mudanças na paisagem, os resultados foram avaliados em conjunto a partir da análise de componentes principais (PCA) no modo de correlação nas matrizes de dados transpostas por meio do software C2 (Juggins, 2007). Nessa análise, a quantidade de fitólitos tafonomizados também foi incluída como variável. Este tipo de análise permite uma interpretação dos dados fitolíticos de um ponto de vista ecológico resumindo a composição das assembleias das amostras com base na covariação.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Morfologia e Classificação dos Solos

A descrição morfológica detalhada dos perfis encontra-se no Apêndice I. As duas topossequências apresentaram a mesma sequência de solos no nível categórico mais elevado do SiBCS: Organossolo - Cambissolo - Organossolo - Latossolo, do topo para a base (Figuras 11 e 12). No nível de ordem, as classes são separadas por propriedades ou características diferenciais que refletem a atuação dos fatores de formação e processos pedogenéticos considerados dominantes no desenvolvimento do solo (Anjos et al., 2012). Nas topossequências estudadas, as variações expressivas na cobertura pedológica evidenciam principalmente a relação dos solos com os fatores clima, relevo e organismos.

Na topossequência 1, o relevo varia de suave-ondulado a ondulado, com declividades variando de 4 a 12%. Os perfis P1T1 e P2T1 foram descritos em superfícies convexas, ou seja, em pedoformas que favorecem os processos de escoamento superficial, resultando em menor evolução dos solos em razão da intensificação dos processos erosivos. O perfil P1T1 apresentou espessura de 91 cm, sendo formado por horizontes orgânicos em condições de drenagem livre (horizontes O hísticos) até a profundidade de 69 cm, com cores escuras em função dos elevados teores de matéria orgânica (Tabela 3). O horizonte superficial recebeu o sufixo “o” indicando o estágio inicial de decomposição do material orgânico, enquanto os demais receberam o sufixo “d” devido ao estágio mais avançado de decomposição. No terço médio inferior da vertente, em superfície côncava, o perfil P3T1 foi classificado como Organossolo Fólico Sáprico cambissólico. Esse perfil apresentou a mesma sequência de horizontes orgânicos observada em P1T1, sem sinais de hidromorfismo, o que sugere que a acumulação de materiais orgânicos é influenciada predominantemente pelas baixas temperaturas. A gênese de Organossolos em condições de boa drenagem é relacionada ao clima úmido e frio durante grande parte do ano observado nos ambientes altomontanos. Essa condição proporciona o acúmulo de material orgânico devido à redução da atividade metabólica dos microrganismos do solo, desfavorecendo a decomposição do material vegetal e levando à acumulação e espessamento da camada orgânica (Zech et al., 1997; Benites et al., 2007; Silva et al., 2009; Bispo et al., 2015; Soares et al., 2016; Silva Neto et al., 2018).

O perfil P2T1, localizado no terço médio superior, apresentou horizonte diagnóstico A húmico, com espessura total de 42 cm e horizontes de constituição orgânica em superfície que não somaram espessura suficiente para identificar o horizonte diagnóstico O hístico (15 cm). Foi classificado como Cambissolo Húmico Distrófico típico. O processo de erosão promove o rejuvenescimento desse solo por conta da condição de relevo mais íngreme (declividade ~ 12%) e convexidade da superfície, o que possivelmente impossibilitou o espessamento do horizonte orgânico no perfil. Em subsuperfície, observou-se a presença de minerais primários de fácil alteração em concentração crescente em profundidade (4% Bi1, 6% Bi2 e 7% Bi3) demonstrando a evolução incipiente do horizonte B. As cores amareladas em subsuperfície, com matiz 10YR e valores altos, estão relacionadas com o material de origem de rochas ácidas (granito, granodiorito), refletindo a formação preferencial de goethita em relação à hematita, em parte atribuída ao baixo teor de ferro no material de origem (Oliveira, 1999; Kämpf & Curi, 2000). Segundo Streck et al. (2002), cores amareladas também podem significar ambientes mais úmidos, visto que o tempo de permanência da água no solo é maior, favorecendo, desta forma, a formação de óxidos de ferro hidratados (goethita).

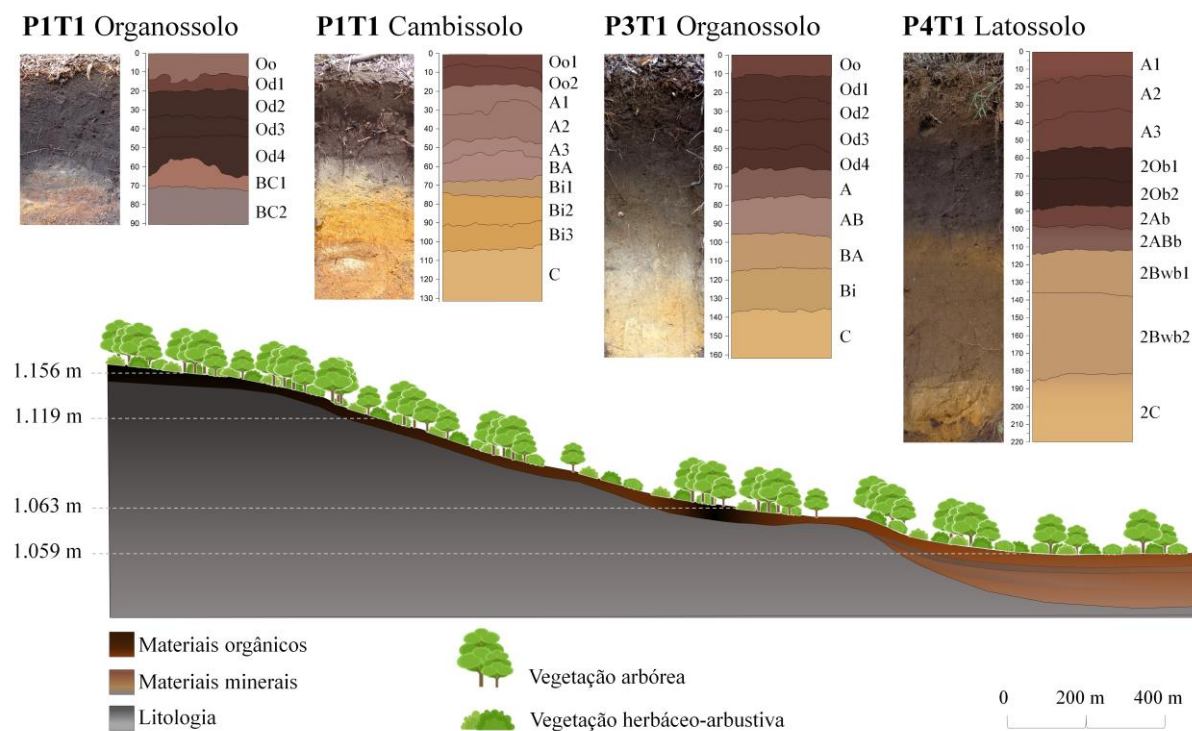


Figura 11. Representação do transecto com posição dos perfis coletados na Toposequência 1, no município de Santa Maria de Jetibá –ES (T1).

No terço inferior, o perfil P4T1, classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico espesso-húmico, se destaca pela maior espessura (220 cm+), e atributos morfológicos que refletem maior complexidade na pedogênese. A presença de horizontes subsuperficiais escuros e a posição do perfil na paisagem levaram a inferir a ocorrência de um paleossolo enterrado por ação de coluvionamento. Além das cores mais escuras, os horizontes apresentaram agregados mais estruturados, e foram posteriormente classificados como hísticos: 2Ob1 (46 – 72 cm) e 2Ob2 (72 – 85 cm). As propriedades do horizonte superficial permitem classificá-lo como A húmico, porém a morfologia indica se tratar de um material coluvial depositado recentemente sobre um solo mais antigo. A textura, as cores mais claras e a estrutura com baixo grau de desenvolvimento sugerem um estágio de pedogênese incipiente, com a formação de agregados condicionada possivelmente pela presença de raízes.

Paleossolos são definidos como solos que se formaram em uma paisagem do passado geológico (Ruhe, 1956; 1965; Yaalon, 1971). Embora amplamente aceita, essa definição não é muito clara, pois os termos paisagem e passado não são facilmente definidos: se “paisagem” é considerada como a forma da superfície da Terra em um dado momento, qualquer solo seria chamado de paleossolo, pois paisagens completamente estáticas não existem; se “paisagem” é considerada como um equilíbrio dinâmico de processos existentes e “passado” indica mudanças nesses processos, os solos enterrados, por exemplo, não precisam ser paleossolos, porque agredação e/ou coluvionamento podem ser um desses processos (Bos & Sevink, 1975). Para superar este problema, alguns autores restringem o termo paleossolo a solos que contêm características formadas antes de um determinado tempo, como o Holoceno (Duchaufour, 1982), ou a solos formados em condições ambientais (de clima, vegetação, fauna e relevo) suficientemente diferentes das condições atuais, a ponto de criar reconhecidamente diferentes propriedades do solo (Reuter, 2000). Apesar de não existir uma definição universalmente aceita de paleossolo, o termo é amplamente usado e não apresenta problemas se o solo em questão tiver se formado antes do final do Pleistoceno (Catt, 1990).

Tabela 3. Atributos morfológicos dos perfis da toposequência 1, Santa Maria de Jetibá – ES.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Cor Munsell		Estrutura ⁽³⁾	Consist. úmida ⁽⁴⁾	Transição	Classe textural
		úmida	seca				
Perfil P1T1 -Organossolo Fólico Sáprico típico							
Oo	0 -9	10YR 3/3	10YR 4/2	fr., mp./p., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
Od1	9 - 21	10YR 3/1	10YR 4/1	mo., m./g., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
Od2	21 -37	10YR 3/1	10YR 4/1	fr., p./m., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
Od3	37 - 52	10YR 2/1	10YR 3/1	mo., m./g., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
Od4	52 - 69	10YR 2/1	10YR 2/1	mo., m./g., gr.	m. friável	plana/abrupta	Orgânica
BC1	69 - 78	10YR 4/2	10YR 6/1	fr., p., ba.	friável	plana/clara	Franco-argiloarenosa
BC2	78 - 91	10YR 4/1	10YR 6/1	fr., p., ba.	friável	-	Franco-argiloarenosa
Perfil P2T1 -Cambissolo Húmico Distrófico típico							
Oo1	0 -5	10YR 3/3	10YR 4/3	fr., mp./p., gr.	m. friável	plana/gradual	Orgânica
Oo2	5 - 15	10YR 3/3	10YR 4/2	fr., mp./p., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
A1	15 -31	10YR 3/2	10YR 4/3	mo., m., gr.	m. friável	plana/difusa	Franco-arenosa
A2	31 -49	10YR 3/4	10YR 4/3	fr., p., gr.	m. friável	plana/difusa	Franco-arenosa
A3	49 -57	10YR 4/1	10YR 4/2	mo., p./m., gr.	friável	plana/clara	Franco-arenosa
BA	57 -76	10YR 5/2	10YR 6/1	mo., p., bsa.	friável	plana/clara	Franco-argiloarenosa
Bi1	76 -86	10YR 5/4	10YR 7/4	mo., p./m., ba.	friável	plana/clara	Franco-argiloarenosa
Bi2	86 -105	10YR 5/8	10YR 7/4	mo., p., ba.	m. friável	plana/difusa	Franco-argiloarenosa
Bi3	105 -120	10YR 5/8	10YR 7/8	mo., p., ba.	m. friável	plana/gradual	Franco-argiloarenosa
C	120 -132+	10YR 6/3	10YR 7/8	gs.	solta	-	Franco
Perfil P3T1 -Organossolo Fólico Sáprico cambissólico							
Oo	0 -9	10YR 3/3	10YR 4/2	fr., mp./p., gr.	m. friável	plana/gradual	Orgânica
Od1	set/21	10YR 3/2	10YR 4/1	mo., m./g., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
Od2	21 -32	10YR 3/2	10YR 4/1	fr., p./m., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
Od3	32 -50	10YR 3/1	10YR 3/3	mo., m./g., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
Od4	50 -62	10YR 3/2	10YR 3/3	mo., m./g., gr.	friável	plana/difusa	Orgânica
A	62 -79	10YR 3/5	10YR 4/4	mo., m., gr.	friável	plana/difusa	Franco-arenosa
AB	79 -102	10YR 4/2	10YR 5/3	mo., p./m., gr.	m. friável	plana/gradual	Franco-arenosa
BA	102 -119	10YR 4/3	10YR 5/3	mo., p., bsa.	m. friável	plana/gradual	Franco-arenosa
Bi	119 -143	10YR 5/3	10YR 7/6	fr., p., bsa.	friável	plana/clara	Franco-arenosa
C	143 -162+	10YR 6/3	10YR 7/6	gs.	solta	-	Franco-arenosa
Perfil P4T1 -Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico espesso-húmico							
A1	0 -9	10YR 4/2	10YR 4/3	fr., mp./p., gr.	m. friável	plana/gradual	Franco-arenosa
A2	9 - 32	10YR 4/2	10YR 4/3	mo., m./g., gr.	m. friável	plana/difusa	Franco-arenosa
A3	32 -46	10YR 3/3	10YR 4/1	fr., p./m., gr.	m. friável	plana/gradual	Franco-arenosa
2Ob1	46 -72	10YR 3/1	10YR 3/3	fo., m/g., bsa.	friável	plana/difusa	Orgânica
2Ob2	72 -85	10YR 3/1	10YR 3/3	mo., m./g., gr.	friável	plana/clara	Orgânica
2Ab	85 -94	10YR 3/3	10YR 4/1	mo., m., gr.	m. friável	plana/difusa	Franco-argiloarenosa
2ABb	94 -112	10YR 4/2	10YR 5/2	mo., p./m., gr.	m. friável	plana/gradual	Franco-argiloarenosa
2Bwb1	112 -136	10YR 4/3	10YR 5/3	mo., p., bsa.	friável	plana/difusa	Franco-argiloarenosa
2Bwb2	136 -184	10YR 4/4	10YR 5/6	fr., p., bsa.	friável	plana/difusa	Franco-argiloarenosa
2C	184 -220+	10YR 6/6	10YR 6/6	gs.	solta	-	Franco-arenosa

⁽¹⁾Hor= horizonte; ⁽²⁾Prof= profundidade; ⁽³⁾fr= fraca; mo= moderada; fo= forte; mp= muito pequena; p= pequena; m= média; ba= blocos angulares; bsa= blocos subangulares; gr= granular; ⁽⁴⁾ Consistência úmida

No reconhecimento de paleossolos no campo surgem dois problemas: diferenciar as características relacionadas com a pedogênese atual das características relictuais; e distinguir solos enterrados (frequentemente modificados por processos diagenéticos) de sedimentos que se assemelham a partes de perfis de solo porque foram modificados por processos diagenéticos (Catt, 1990). Além disso, a erosão de partes do perfil, sobreposição de diferentes horizontes e o desenvolvimento de paleossolos em regimes sucessivos e diferentes de agentes intempéricos podem dificultar a identificação no campo (Retallack, 1988; 2001). Esses problemas podem ser difíceis ou até mesmo impossíveis de resolver apenas com a observação no campo, sendo necessários estudos de laboratório para esclarecer a origem de um determinado estrato. Para Catt (1990), a abordagem recomendada para o estudo dos paleossolos é: (1) descrição detalhada do campo e interpretação provisória; (2) confirmar e quantificar estimativas de propriedades por meio de medições laboratoriais; (3) retornar ao

campo para verificar se os dados laboratoriais se encaixam com as observações de campo; e (4) formular hipóteses baseadas em evidências de observações no campo e laboratório. Normalmente, são necessários múltiplos critérios de campo e laboratório para o reconhecimento satisfatório de um paleossolo.

Os paleossolos podem ser divididos em três categorias: relictuais, enterrados e exumados (Ruhe, 1965; 1969). Os relictuais correspondem àqueles que foram formados em ambientes antigos, permanecendo expostos desde sua formação até os dias de hoje. Os enterrados são aqueles formados em uma antiga superfície do relevo, posteriormente recoberta por depósitos sedimentares, sendo sua gênese em condições ambientais diferentes das observadas na superfície atual. Já os exumados correspondem àqueles que estiveram soterrados, preservando suas características pedológicas durante certo tempo e, posteriormente, foram expostos à nova pedogênese, em decorrência da erosão dos materiais sobrepostos. Estes dois últimos tipos parecem ser os mais adequados para distinguir solo de paleossolo, já que, nos paleossolos relictuais, os processos continuam a atuar sobre os materiais, de forma contínua e cumulativa, dificultando a distinção entre o que seria resultado dos processos atuais e o que seria herdado de processos pretéritos (Ladeira, 2010).

Assim como para a definição, não existe um consenso acerca da classificação dos paleossolos. Em razão da necessidade de um sistema de classificação único para a correlação global de paleossolos, vários sistemas de classificação foram desenvolvidos recentemente, mas suas aplicações ainda são muito limitadas (Krasilnikov & Calderón, 2006). Por outro lado, sistemas de classificação como o Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014), WRB (IUSS Working Group WRB, 2014) e o SiBCS (Santos et al., 2018) são destinados a assegurar uma ligação entre as propriedades naturais do solo e suas potencialidades de uso. A classificação dos paleossolos teria um propósito diferente, que seria comparar solos antigos com solos modernos para obter informações sobre o ambiente passado (Buurman, 1998). A principal dificuldade está em definir como eles devem afetar a classificação taxonômica dos solos modernos.

No sistema de classificação norte-americano *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2014) e no internacional WRB (IUSS Working Group WRB, 2014) são apresentadas definições e parâmetros para a classificação de perfis com solos e horizontes genéticos enterrados. Em resumo, os solos enterrados têm precedência taxonômica sobre os subjacentes se os depósitos mais jovens que o recobrem tiverem menos de 50 cm. No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), (Santos et al., 2018) no caso, não existe uma definição para solos enterrados e horizontes genéticos enterrados, conceitos que são facilmente confundidos. Mesmo que a maior parte dos solos brasileiros tenha com material de origem sedimentos antigos e muito intemperizados, em que a pedogênese soldou horizontes do solo que se formaram em diferentes idades, é importante estabelecer parâmetros para a utilização dessas características na classificação. Além de implicações no manejo, solos e horizontes genéticos enterrados podem conter registros de ambientes do passado, tendo sua importância em estudos paleoambientais.

Na toposequência 2, o relevo foi classificado como suave-ondulado, com declividades entre 3 e 8%. Os perfis PIT2 e P3T2 foram descritos em superfícies côncavas localizadas no terço superior e terço médio inferior da vertente, que proporcionaram condições de má drenagem a esses solos. Esses perfis apresentaram classificação semelhante, diferindo apenas no terceiro nível categórico que, no caso dos Organossolos, corresponde ao grau de transformação da matéria orgânica (Tabela 4). O perfil PIT2 apresentou menor espessura (85 cm), com horizontes hísticos formados em condições hidromórficas (horizonte H hístico) até a profundidade de 75 cm, seguidos por horizonte mineral Cg de estrutura apédica maciça. Nesse ambiente, o relevo favorece a acumulação do material orgânico e condiciona a oscilação constante do lençol freático, com predomínio de condição anaeróbica.

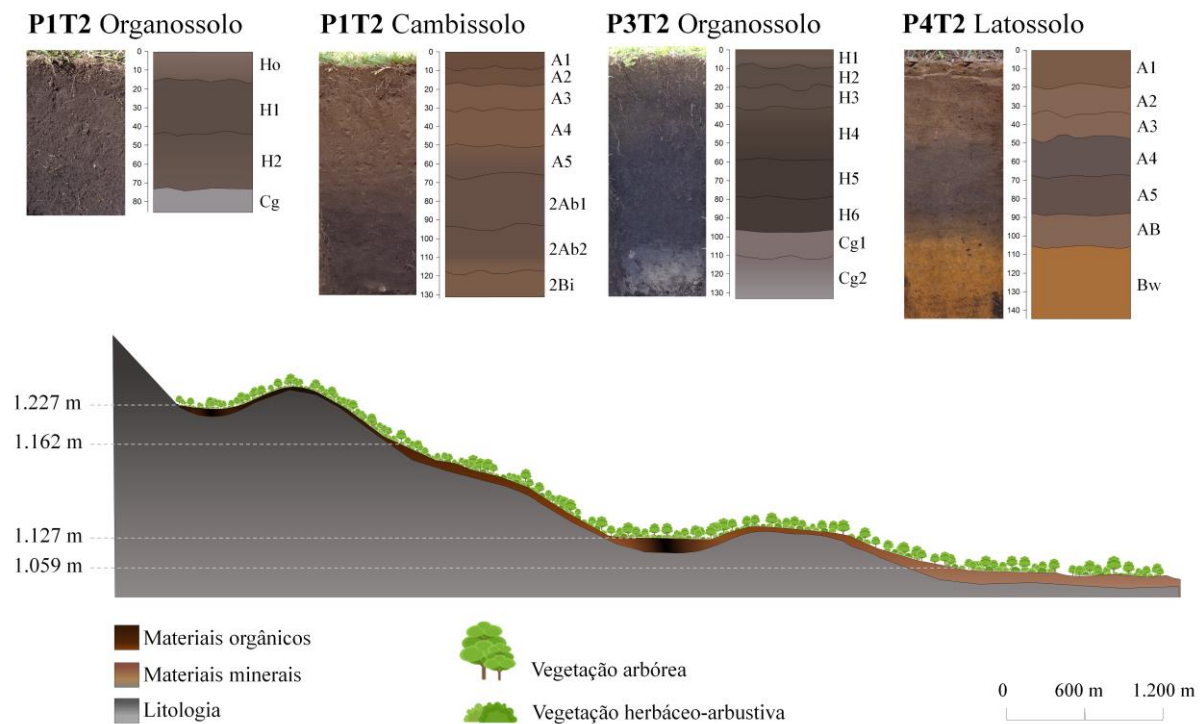


Figura 12. Representação do transecto com a posição dos perfis coletados na Topossequência 2, no município de Castelo –ES (T2).

A gênese de Organossolos em ambiente redutor ou anaeróbico é relacionada com uma sequência de processos geogênicos e pedogênicos. Normalmente, inicia-se pelo processo de terrestrialização, com o preenchimento de um lago por materiais orgânicos aquáticos e terrestres, como restos de plantas, levando a formação das turfeiras. As turfeiras, por sua vez, constituem o material de origem para a gênese dos Organossolos (Buol et al., 2011; Horak et al., 2015). Em seguida, ocorre o processo de paludificação, ou seja, a colonização vegetal de terras mal drenadas, com a diferenciação dos depósitos orgânicos em horizontes com propriedades definidas pela pedogênese. Somente a partir desse processo se forma o solo, ou seja, é necessário um processo pedogenético caracterizado por mudanças na estrutura da matéria orgânica e subsidência em virtude de remoção parcial da condição de hidromorfismo.

O perfil P3T2 apresentou maior espessura (136 cm+) em relação ao P1T2, com horizontes orgânicos até a profundidade de 100 cm. Nos horizontes mais superficiais, foram observados materiais orgânicos com menor grau de decomposição, sendo o solo classificado como Organossolo Fólico Hêmico típico. Na base do perfil, foram observados horizontes minerais de cores acinzentadas, características do processo pedogenético de gleização (van Breemen & Buurman, 2002; Buol et al., 2011). Esse processo é caracterizado pela redução de Fe^{3+} a Fe^{2+} na presença de matéria orgânica, principalmente, por conta da presença de água estagnada. A prevalência de ferro no estado reduzido resulta em alterações morfológicas e químicas no solo. Nestas condições, o arejamento torna-se deficiente o que condiciona lenta decomposição da matéria orgânica, provocando seu acúmulo. O Fe^{2+} solubilizado por esse processo geralmente lixivia-se ou difunde-se no perfil do solo. O processo confere cores acinzentadas de croma baixo para as partes do solo a partir do qual o ferro foi removido, e croma alto (mosqueados), onde os óxidos se acumulam (Fanning & Fanning, 1989; Breemen & Buurman, 1998).

Tabela 4. Atributos morfológicos dos perfis da topossequência 2, Castelo - ES.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Cor Munsell		Estrutura ⁽³⁾	Consist úmida	Transição	Classe textural
		úmida	seca				
Perfil P1T2 - Organossolo Háptico Sáprico típico							
Ho	0 -18	10YR 2/1	10YR 3/2	mo., m./g., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
H1	18 -40	10YR 1/1	10YR 3/1	mo., m., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
H2	40 -76	10YR 4/1	10YR 3/1	mo., m., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
Cg	76 -85	10YR 4/1	10YR 6/3	mac.	firme	-	Franco-arenosa
Perfil P2T2 - Cambissolo Húmico Distrófico típico							
A1	0 -10	10YR 3/4	10YR 5/2	mo., m., gr.	m. friável	plana/difusa	Franco-arenosa
A2	10 - 19	10YR 3/4	10YR 5/2	mo., m., gr.	m. friável	plana/difusa	Franco-argilorenoza
A3	19 -32	10YR 3/4	10YR 4/6	mo., p./m., gr.	m. friável	plana/difusa	Franco-argiloarenosa
A4	32 -47	10YR 3/4	10YR 4/6	mo., p., bsa.	m. friável	plana/difusa	Franco-argiloarenosa
A5	47 -66	10YR 3/4	10YR 5/2	mo., m., bsa.	m. friável	plana/difusa	Franco-argiloarenosa
2Ab1	66 -89	10YR 3/3	10YR 4/3	fo., m./g., bsa.	friável	plana/difusa	Franco-argiloarenosa
2Ab2	89 -110	10YR 3/3	10YR 5/3	mo., p./m., bsa.	friável	plana/clara	Franco-argiloarenosa
2Bi	110 -134+	10YR 4/4	10YR 5/4	fr., p./m., ba.	m. friável	-	Franco-arenosa
Perfil P3T2 - Organossolo Háptico Hêmico típico							
H1	0 -9	10YR 2/1	10YR 3/1	mo., m./g., gr.	m. friável	plana/gradual	Orgânica
H2	set/20	10YR 2/1	10YR 3/1	mo., m./g., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
H3	20 -33	10YR 2/1	10YR 3/1	mo., m., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
H4	33 -63	10YR 2/1	10YR 3/1	mo., p./m., gr.	m. friável	plana/difusa	Orgânica
H5	63 -83	10YR 2/1	10YR 3/1	mo., m., gr.	friável	plana/difusa	Orgânica
H6	83 -100	10YR 2/1	10YR 2/2	mo., m., gr.	firme	plana/abrupta	Orgânica
Cg1	100-114	10YR 4/1	10YR 6/3	mac.	m. firme	plana/gradual	Franco-argiloarenosa
Cg2	114-136+	10YR 5/2	10YR 6/3	mac.	m. firme	-	Franco-argiloarenosa
Perfil P4T2 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico espesso-húmico							
A1	0 -18	10YR 4/2	10YR 5/3	fr., mp./p., gr.	m. friável	plana/gradual	Franco-arenosa
A2	18 -35	10YR 4/2	10YR 4/3	mo., m./g., gr.	friável	plana/difusa	Franco-arenosa
A3	35 -48	10YR 4/2	10YR 5/3	fr., p./m., gr.	friável	plana/clara	Franco-argiloarenosa
A4	48 -66	10YR 3/2	10YR 3/3	fo., m./g., gr.	friável	plana/difusa	Franco-argiloarenosa
A5	66 -86	10YR 3/1	10YR 3/3	fo., m./g., gr.	friável	plana/clara	Franco-argiloarenosa
AB	86-104	10YR 4/2	10YR 5/2	mo., p./m., gr.	m. friável	plana/difusa	Franco-argiloarenosa
Bw	104-141+	10YR 4/4	10YR 5/6	mo., p., bsa.	m. friável	-	Franco-argiloarenosa

⁽¹⁾Hor= horizonte; ⁽²⁾Prof= profundidade; ⁽³⁾fr= fraca; mo= moderada; fo= forte; mp= muito pequena; p= pequena; m= média; ba= blocos angulares; bsa= blocos subangulares; gr= granular. *

No terço médio superior, o perfil P2T2 foi classificado como Cambissolo Húmico Distrófico típico. A posição na vertente em maior declividade (8%) e a superfície convexa favorecem o processo de remoção (transporte), resultando em um padrão diferenciado de características desse solo. O horizonte diagnóstico superficial foi classificado como A húmico, seguido por horizontes subsuperficiais mais escuros do que os horizontes subjacentes. Nesses horizontes, foram observados agregados maiores e mais consistentes, identificados como um horizonte A enterrado. Esses horizontes (2Ab1 66 – 89 cm e 2Ab2 89 – 110 cm), receberam o sufixo “b” designado para horizontes enterrados, além da indicação de descontinuidade litológica. Um perfil pode não se qualificar como tendo um solo enterrado porque o manto superficial é muito fino ou porque a pedogênese “soldou” os horizontes do solo que se formaram em materiais originais de diferentes idades (Ruhe e Olson, 1980). Essa discussão é particularmente importante para o SiBCS, pois conforme mencionado anteriormente, ainda não há menção desses atributos na classificação dos solos por esse sistema.

O perfil P4T2, localizado no terço inferior, apresentou horizonte diagnóstico superficial A húmico, sendo classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico húmico. Tal como o perfil P4T1, localizado em posição similar na Toposequência 1, esse perfil apresentou horizontes subsuperficiais mais escuros do que os horizontes subjacentes. Pela análise morfológica, observou-se a ocorrência de uma mesma cor 10YR 4/2, desde a superfície até o horizonte A3 (48 cm de profundidade). A partir daí, observou-se uma ligeira

diminuição no valor e croma nos horizontes A4 (48 – 66 cm) e A5 (66 – 86 cm), indicando a coloração mais escura constatada no campo. Entretanto, nesse perfil não foram identificadas evidências de soterramento, tal como no perfil P4T1. Não foram detectadas diferenças expressivas na textura, estrutura ou consistência nos horizontes mais escurecidos, indicando possível presença de caráter sômbrico (Santos et al., 2018), ou horizonte sômbrico, conforme critérios dos sistemas Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014) e WRB (IUSS Working Group WRB, 2014).

Pela grande diversidade de atributos morfológicos, pode-se observar que a atuação dos fatores de formação do solo promove uma grande variedade de perfis ao longo de uma encosta, visto que as condições locais podem mudar bastante de um local para o outro. A posição na paisagem é um fator crítico que influencia muitas propriedades do solo, mesmo aqueles altamente intemperizados que tendem a ter um alto grau de homogeneidade (Curi & Franzmeier, 1984).

4.2 Caracterização dos Organossolos

Os Organossolos distinguem-se das demais classes de solos no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (Santos et al., 2018) pelo predomínio de atributos do solo relacionados com os constituintes orgânicos. Dessa forma, para caracterização desses solos são utilizados procedimentos específicos que fazem uma adaptação de metodologias inicialmente desenvolvidas por Lyn et al. (1974) e descritos em Fontana et al (2017). Na Tabela 5, são apresentados os resultados dessas análises nos perfis de Organossolos estudados.

Tabela 5 Resultados dos testes específicos para caracterização de Organossolos.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ (cm)	FNE -- % --	FE	IP	Ds Mg.m ⁻³	DMO	RM m m ⁻¹	Ug	MO --- % ---	MM	von Post Escala	Classe
Perfil P1T1 -Organossolo Fólico Sáprico típico												
Oo	0 -9	39	27	4	0,41	0,26	0,10	41,5	62,8	37,2	H6	Hêmico
Od1	9 -21	31	15	3	0,62	0,36	0,17	35,7	57,8	42,2	H7	Sáprico
Od2	21 -37	21	14	2	0,70	0,37	0,22	23,4	52,5	47,5	H7	Sáprico
Od3	37 -52	15	12	2	0,84	0,38	0,31	21,1	44,7	55,3	H8	Sáprico
Od4	52 -69	16	8	1	0,96	0,41	0,37	17,1	42,8	57,2	H8	Sáprico
Perfil P3T1 -Organossolo Fólico Sáprico típico												
Oo	0 -9	49	37	4	0,43	0,26	0,11	48,1	60,4	39,6	H6	Hêmico
Od1	9 -21	32	16	3	0,62	0,34	0,19	34,2	54,7	45,3	H7	Sáprico
Od2	21 -32	36	16	2	0,62	0,29	0,22	22,8	47,3	52,7	H7	Sáprico
Od3	32 -50	28	15	2	0,63	0,23	0,26	18,1	37,2	62,8	H8	Sáprico
Od4	50 -62	21	11	1	0,67	0,26	0,27	17,1	38,7	61,3	H8	Sáprico
Perfil P1T2 -Organossolo Háptico Sáprico típico												
Ho	0 -18	39	22	4	0,45	0,20	0,17	36,4	44,8	55,2	H5	Hêmico
H1	18 -40	35	29	2	0,52	0,21	0,21	21,9	39,8	60,2	H7	Sáprico
H2	40 -76	29	22	1	0,61	0,31	0,20	14,2	50,5	49,5	H8	Sáprico
Perfil P3T2 -Organossolo Hêmico Sáprico típico												
H1	0 -9	31	24	2	0,59	0,21	0,25	24,2	35,8	64,2	H4	Hêmico
H2	9 - 20	33	27	2	0,44	0,20	0,16	18,3	44,6	55,4	H7	Hêmico
H3	20 -33	28	24	2	0,52	0,20	0,21	18,9	38,7	61,3	H7	Hêmico
H4	33 -63	21	15	2	0,58	0,21	0,25	16,1	36,2	63,8	H7	Hêmico
H5	63 -83	22	11	1	0,62	0,28	0,23	15,2	44,7	55,3	H7	Sáprico
H6	83 -100	14	9	1	0,71	0,36	0,24	14,1	50,2	49,8	H9	Sáprico

FNE: Fibras não esfregadas; FE: Fibras esfregadas; IP: Índice de pirofosfato; Ds: Densidade do solo; DMO: Densidade da matéria orgânica; RM: resíduo mínimo; Ug: umidade gravimétrica; MO: Matéria Orgânica; MM: Material mineral.

Os perfis exibiram diminuição dos teores de fibras em profundidade, com maiores valores observados nos Organossolos Fólicos (P1T1 e P3T1) em relação aos Organossolos

Háplicos (P1T2 e P3T2). Essas diferenças refletem o estágio mais recente de evolução dos Organossolos Fólicos, o que está relacionado com a localização desses perfis pedoformas convexas que proporcionam boa drenagem aos solos e, com isso, desfavorecem a acumulação de matéria orgânica no solo. Nas pedoformas côncavas, em que estão localizados os Organossolos Háplicos, além do clima frio e úmido o ambiente hidromórfico contribui para a acumulação de matéria orgânica e espessamento dos horizontes. Os maiores teores de fibras observados em superfície estão relacionados ao clima frio e úmido durante grande parte do ano nos ambientes altomontanos, desfavorecendo a decomposição do material vegetal (Bispo et al., 2015; Soares et al. 2015). Os demais atributos apresentaram padrão semelhante nas duas áreas, com tendência de aumento em profundidade dos valores de densidade do solo (Ds), densidade da matéria orgânica (DMO) e resíduo mínimo (RM) e a porcentagem de material mineral (MM).

4.3 Atributos Edáficos

Os resultados da caracterização física e química detalhada dos perfis encontram-se no Apêndice I. As frações granulométricas mostraram variações nas duas topossequências (Tabelas 6 e 7), o que traz diversas informações importantes sobre a natureza do ambiente e os processos pedogenéticos. Nos horizontes minerais, as classes texturais definidas pela análise granulométrica variaram entre franco, franco-argilosarenosa e franco-arenosa, o que é condizente com a natureza do material de origem dos solos estudados (rochas graníticas). Solos originados rochas félsicas como o granito (ricas em feldspatos e sílica), em geral, têm textura grosseira e alta permeabilidade, especialmente sob climas úmidos em que a boa permeabilidade do solo favorece a lixiviação (Kampf & Curi, 2012).

Nos horizontes orgânicos, a textura foi definida como “orgânica” a partir da referência acerca da preponderância dos atributos dos constituintes orgânicos sobre os dos constituintes minerais, conforme a definição da ordem (Santos et al., 2018). Nesses horizontes, a separação dos materiais orgânicos dos minerais para a determinação granulométrica é uma operação difícil, fortemente influenciada pela quantidade e pelo grau de humificação do material orgânico. Entre os diversos pré-tratamentos utilizados para a eliminação da matéria orgânica antes da análise granulométrica convencional, os mais comuns são a oxidação da matéria orgânica por peróxido de hidrogênio (H_2O_2) e calcinação da amostra em mufla. Com base nas recomendações do Manual de Métodos de Análise de Solo da Embrapa (Teixeira et al., 2017), nos solos ricos em matéria orgânica (>5%) também deve ser realizado um pré-tratamento das amostras antes de proceder a análise granulométrica. No entanto, em ambos os casos, a utilização de peróxido de hidrogênio nem sempre elimina quantidade suficiente deste material de modo a permitir resultados confiáveis da análise granulométrica. Por outro lado, a calcinação pode afetar os minerais de argila ao elevar a temperatura da amostra, mudando seu comportamento quanto à dispersão. Considerando os dois métodos e suas limitações, optou-se pelo método da mufla para estimar as frações da areia nas amostras de horizontes hísticos.

Na topossequência 1, os perfis P1T1, P2T1 e P3T1 apresentaram distribuição homogênea das frações granulométricas, com incremento de silte em profundidade, bem como dos valores da relação silte/argila. A relação silte/argila pode ser usada para avaliar o estágio de intemperismo em solos de regiões tropicais, dando uma ideia indireta da mobilidade de argilas, quando é determinada para todos os horizontes do solo. É um dos parâmetros usados para distinguir solos muito intemperizados (Latosolos) de solos mais jovens (Cambissolos). No entanto, tal relação não é decisiva para distinção de Latossolos, quando o material de origem apresenta natureza sedimentar ou de materiais em que o teor de silte elevado não reflete a presença de minerais primários intemperizáveis (Santos et al., 2018).

Por outro lado, o perfil P4T1 localizado no terço inferior da encosta, apresentou uma alteração notável nas frações granulométricas a partir do horizonte 2Ob1. Observa-se uma considerável redução nos valores de areia grossa (562 g. kg⁻¹ no horizonte A3 para 220 g.kg⁻¹ no horizonte 2Ob1) e aumento das frações areia fina, silte a argila. A partir deste ponto, as frações apresentaram pouca variação até a base do perfil. Tais variações sugerem a ocorrência de descontinuidade litológica no perfil, supostamente pela deposição de materiais coluvionares, tendo em vista a posição do perfil na paisagem. Embora com evidências de pedogênese observadas na morfologia, os horizontes A1 (0 – 9 cm), A2 (9 – 32 cm) e A3 (32 – 46 cm), parecem ser formados por sedimentos coluviais a partir da contribuição morfogenética de movimentos dos regolitos.

Tabela 6. Atributos edáficos dos perfis da Topossequência 1 – Santa Maria de Jetibá – ES.

	AG	AF	Sil	Arg	pH	SB	Al ³⁺	H ⁺	T	V	M	P	C
	g.kg ⁻¹				H ₂ O		cmol _c .kg ⁻¹			%		mg.kg ⁻¹	g.kg ⁻¹
Perfil P1T1 -Organossolo Fólico Sápico típico													
Oo	319	319	159	203	4,39	2,7	2,0	30,6	33,6	3	67	2	94,16
Od1	318	271	163	248	4,34	2,1	2,9	23,3	26,7	2	83	1	107,64
Od2	315	262	184	239	4,51	1,9	2,6	22,5	25,6	2	84	1	103,57
Od3	258	271	241	230	4,46	1,9	2,8	19,9	23,2	2	86	1	101,87
Od4	235	262	277	226	4,70	1,7	3,4	24,6	28,4	1	91	1	110,38
BC1	363	150	285	202	4,95	1,3	1,7	21,2	23,2	1	84	1	39,51
BC2	380	185	287	148	4,98	1,1	1,7	20,3	22,3	1	83	1	41,40
Perfil P2T1 -Cambissolo Húmico Distrófico típico													
Oo1	333	259	230	178	4,98	0,7	1,6	8,9	11,2	6	69	2	90,58
Oo2	355	286	210	149	4,13	0,4	1,3	7,6	9,3	5	75	1	82,54
A1	355	258	260	127	4,23	0,4	1,0	5,4	6,8	6	70	1	68,35
A2	333	260	248	159	4,73	0,4	0,9	4,3	5,6	8	67	1	70,04
A3	328	241	259	172	4,90	0,3	0,9	4,3	5,5	5	75	1	68,31
BA	321	218	258	203	5,00	0,4	0,7	4,5	5,6	8	62	1	40,95
Bi1	275	212	279	234	4,98	0,3	0,8	5,1	6,2	6	70	1	30,73
Bi2	277	226	253	244	4,96	0,4	0,8	3,9	5,1	8	66	1	28,69
Bi3	247	204	341	208	5,01	0,3	0,9	3,6	4,8	7	73	1	23,09
C	259	228	373	140	4,86	0,4	1,0	3,6	4,9	8	72	1	18,35
Perfil P3T1 -Organossolo Fólico Sápico cambissólico													
Oo	275	374	149	202	4,28	1,8	2,5	21,0	25,3	7	59	2	112,21
Od1	270	330	159	241	4,41	1,5	2,3	19,4	23,2	6	61	2	122,22
Od2	263	309	184	244	4,37	0,9	2,4	13,4	16,7	6	72	1	126,45
Od3	244	299	201	256	4,22	0,9	2,9	15,6	19,5	5	75	1	98,65
Od4	230	292	217	261	4,23	0,8	1,9	10,8	13,5	6	71	1	85,33
A	341	279	199	181	4,95	0,6	1,7	12,3	14,6	4	74	1	68,22
AB	395	278	175	152	4,98	1,6	1,6	8,3	11,5	14	50	1	59,65
BA	391	258	189	162	4,32	0,5	1,3	4,3	6,1	8	73	1	32,65
Bi	409	243	204	144	4,59	0,3	1,2	3,7	5,2	6	79	1	20,32
C	336	218	287	159	4,69	0,30	1,0	4,1	5,4	6	77	1	13,36
Perfil P4T1 -Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico espesso-húmico													
A1	509	238	94	159	4,41	1,3	2,3	12,0	15,6	8	65	1	67,65
A2	556	236	63	145	4,37	1,2	1,8	9,6	12,6	10	60	2	69,36
A3	562	277	49	112	4,36	0,8	1,9	10,3	13,0	6	70	1	76,65
2Ob1	220	313	188	279	4,06	1,9	3,1	17,3	22,3	8	62	2	98,66
2Ob2	209	307	230	254	4,12	2,3	2,6	13,7	18,6	12	53	2	126,35
2Ab	204	348	201	247	4,36	1,5	1,6	9,3	12,5	12	51	1	71,32
2ABb	254	298	203	245	4,32	1,0	1,6	7,7	10,3	10	61	1	46,65
2Bwb1	255	307	159	279	4,64	0,6	1,3	5,7	7,6	8	70	1	34,23
2Bwb2	250	291	178	281	4,63	0,3	0,6	6,1	6,9	5	65	0	25,35
2C	313	292	236	159	4,42	0,3	0,9	2,4	3,6	8	75	0	17,78

AG = Areia grossa; AF = Areia fina; Sil = Silte; Arg = Argila; SB = Soma de bases; T = Capacidade de troca catiônica; V% = Saturação por bases; m% = Saturação por alumínio; C = Carbono orgânico total.

Na topossequência 2, o perfil P2T2, em posição de maior declive no terço médio inferior da paisagem, foi o que apresentou maiores variações nas frações granulométricas ao longo do perfil. Entre os horizontes A5 (47 – 66 cm) e 2Ab1 (66 – 89 cm), os valores da fração areia grossa variaram de 395 g.kg⁻¹ a 157 g.kg⁻¹, e da fração areia fina de 238 g.kg⁻¹ a 380 g.kg⁻¹, indicando uma possível descontinuidade litológica. Os valores de argila e de silte foram mais homogêneos ao longo do perfil. Para os demais perfis (P1T2, P3T2 e P4T2), as frações da areia exibiram comportamento similar em profundidade, sem variações expressivas, indicando uniformidade entre os horizontes, com padrão de incremento da fração silte em subsuperfície.

Com relação aos atributos químicos, de forma geral, os solos apresentaram reação fortemente ácida, com valores de pH entre 4,3 e 5,3. Observou-se maior acidez nos horizontes orgânicos, com médias 4,38 (P1T1) e 4,30 (P3T1) na topossequência 1 (Tabela 6), e 4,32 (P1T2) e 4,97 (P3T2) na topossequência 2 (Tabela 7). Esses resultados evidenciam a influência do material orgânico, com predomínio H⁺ no complexo sortivo. Ao contrário do que ocorre em solos minerais, onde o Al³⁺ é um importante componente da acidez, os baixos valores de pH em solos orgânicos são relacionados principalmente à presença de ácidos orgânicos (Soares et al., 2015; Anjos et al., 2013; Valladares et al., 2007; 2008; Ebeling, et al., 2007; 2008; 2011; Perez et al., 2009; Pereira et al., 2006). O elevado teor de matéria orgânica dos Organossolos complexa o Al³⁺ em seus radicais carboxílicos e fenólicos, diminuindo, assim, o efeito da toxidez de Al para os vegetais (Valladares et al., 2008; Silva et al., 2014).

Tabela 7. Atributos edáficos dos perfis da Topossequência 2 – Castelo – ES.

	AG	AF	Sil	Arg	pH	SB	Al ³⁺	H ⁺	T	V	m	P	C
			g.kg ⁻¹		H ₂ O		cmol.c.kg ⁻¹			%		mg.kg ⁻¹	g.kg ⁻¹
Perfil P1T2 -Organossolo Háptico Sáprico típico													
Ho	281	289	191	239	4,59	0,4	3,3	23,1	26,8	2	89	2	87,72
H1	253	289	187	271	4,35	0,4	3,1	24,2	27,7	1	89	1	92,58
H2	277	267	174	282	4,62	0,5	2,7	19,7	22,8	2	85	2	121,98
Cg	356	242	236	166	4,78	0,3	1,6	12,3	14,2	2	83	0	44,25
Perfil P2T2 -Cambissolo Húmico Distrófico típico													
A1	410	339	134	117	5,51	1,5	1,6	5,7	8,7	17	52	2	75,65
A2	380	264	145	211	4,94	1,1	2,3	5,0	8,3	13	69	2	69,08
A3	360	275	159	206	5,26	1,0	1,9	4,4	7,3	14	65	1	54,27
A4	370	278	148	204	5,33	0,7	1,6	3,2	5,5	13	69	1	62,74
A5	395	238	165	202	5,38	0,5	1,9	4,6	7,1	8	78	1	56,48
2Ab1	157	380	198	265	5,36	0,5	2,2	5,3	8,0	7	81	2	54,23
2Ab2	215	307	224	254	5,24	0,3	1,9	5,2	7,4	5	84	1	62,54
2Bi	251	284	287	178	5,12	0,4	1,3	4,3	5,9	6	78	0	21,68
Perfil P3T2 -Organossolo Háptico Sáprico típico													
H1	315	255	191	239	5,17	1,0	3,6	19,7	24,3	4	78	2	84,74
H2	253	251	207	289	5,15	1,8	4,6	23,2	29,3	6	72	2	105,27
H3	281	256	221	242	4,78	1,2	4,3	18,7	24,2	5	78	1	110,44
H4	253	247	249	251	4,91	0,9	3,6	19,7	24,2	4	79	1	103,09
H5	237	233	248	282	4,82	0,4	2,9	20,7	24,0	2	86	1	104,06
H6	176	161	312	351	5,04	0,5	3,4	18,2	22,1	2	87	1	135,04
Cg1	254	242	212	292	5,11	0,4	2,6	8,7	11,6	3	87	1	55,09
Cg2	255	250	227	268	5,22	0,6	1,9	7,7	10,1	6	76	0	49,11
Perfil P4T2 -Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico espesso-húmico													
A1	464	294	85	157	5,14	0,7	1,2	3,4	5,3	13	64	2	50,05
A2	442	294	75	189	5,14	1,3	1,4	4,6	7,3	18	52	2	55,84
A3	415	274	89	222	5,17	0,7	1,6	4,6	6,9	11	69	1	55,65
A4	382	258	92	268	5,85	1,5	1,8	5,2	8,5	18	54	2	51,51
A5	328	278	117	277	4,96	1,1	1,6	4,8	7,5	15	59	2	41,43
AB	372	227	103	298	4,94	0,5	1,3	4,6	6,4	8	71	1	30,42
Bw	384	218	119	279	4,97	0,3	1,0	3,7	4,9	5	79	1	18,92

AG = Areia grossa; AF = Areia fina; Sil = Silte; Arg = Argila; SB = Soma de bases; T = Capacidade de troca catiônica; V% = Saturação por bases; m% = Saturação por alumínio; C = Carbono orgânico total.

Os solos estudados são distróficos ($V < 50\%$), ou seja, com baixos teores de bases trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+) o que reflete a natureza do material de origem, composto por rochas ácidas e o ambiente de formação (clima e vegetação). Valores um pouco maiores em superfície são resultado da ciclagem de nutrientes pela vegetação em solos altamente lixiviados, conforme observado em estudos realizados em ambientes semelhantes (Simas et al., 2005; Soares et al., 2016; Silva Neto et al., 2018). Os teores de fósforo variaram de baixos a médios de acordo com o Manual de Fertilidade dos Solos do Espírito Santo (Dadalto e Fullin, 2001). Os altos valores de CTC (valor T) são decorrentes das elevadas concentrações de H^+ , que predominaram no complexo sortivo devido ao elevado teor de matéria orgânica. A falta de nutrientes e elevada acidez contribuem para a redução das taxas de decomposição da matéria orgânica que se acumula em virtude da condição de clima úmido e frio.

De modo geral, a análise química dos solos revelou teores de nutrientes muito baixos nos perfis estudados, o que não implicou, porém, em restrição ao crescimento e ao estabelecimento da densa vegetação da Floresta Atlântica. A baixa fertilidade natural encontrada em ambientes altomontanos no Espírito Santo está relacionada com as elevadas perdas as quais o sistema é submetido em função das altas taxas de precipitação e de umidade, favorecendo o intemperismo, a lixiviação e a natureza ácida do material de origem (granitos e gnaisses). Na maior parte dos solos das regiões tropicais, há predomínio de minerais de argila do tipo 1:1, óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos de Fe e Al que apresentam baixa capacidade de troca catiônica. Dessa forma, a reação dos grupamentos funcionais da matéria orgânica com cátions metálicos na solução do solo é a base química da fertilidade desses solos, ou seja, a capacidade de reter bases depende basicamente da dissociação dos grupamentos funcionais da matéria orgânica do solo (Canellas et al., 1999).

4.4 Ataque Sulfúrico e Fluorescência de Raio X

Os resultados dos teores totais de alguns dos elementos obtidos pelo ataque sulfúrico e fluorescência de raio-X são apresentados nas Tabelas 8 e 9. Em todos os perfis, os percentuais dos óxidos obtidos pela fluorescência de raio-X foram maiores que os valores obtidos pelo método do ataque sulfúrico, refletindo as diferenças entre os métodos. A solubilização de amostras de solo com H_2SO_4 pressupõe que somente minerais secundários (argilo-minerais) são dissolvidos, e, assim, os percentuais de Fe, Al, Si, Ti são próximos aos da fração coloidal do solo. Ou seja, denotam a composição mineralógica da fração argila (Teixeira et al., 2017). Por outro lado, a fluorescência de raio-X, também denominada análise química total, determina mesmo os elementos químicos na estrutura cristalina dos minerais primários, além dos minerais secundários e formas amorfas. Dessa forma, a determinação dos teores totais pelo método de fluorescência de raio-X visando à determinação de relações moleculares (Ki e Kr), permite uma melhor avaliação de estágios de intemperização de solos.

De forma geral, os valores de Ki e Kr sugerem constituição caulinitica para todos os solos (Ki e Kr $> 0,75$) (Resende & Santana, 1988). A concentração de SiO_2 aumentou da parte mais alta para a parte mais baixa da enconsta, e verticalmente em cada perfil na topossequência 1 (Tabela 8). Essa tendência pode em decorrência do transporte de materiais erodidos (orgânicos e inorgânicos) de montante para a jusante. Já as menores concentrações nos horizontes superficiais refletem as perdas de sílica por lixiviação e evolução no grau de pedogênese. Nessa topossequência, não foram observadas restrições de drenagem, mesmo nos Organossolos que apresentaram horizonte diagnóstico O hístico, formado a partir de materiais depositados em condição de drenagem livre. Resultados semelhantes foram observados por Ibrahim & Lal (2014a), avaliando as concentrações Si em solos com condições de boa drenagem ao longo de uma catena. Com a textura predominantemente arenosa e o clima úmido, ocorrem perdas mais intensas de SiO_2 e aumento relativo de Fe_2O_3 e Al_2O_3 .

Tabela 8. Resultados do ataque sulfúrico, fluorescência de raio X e relações moleculares nos perfis da Topossequência 1 – Santa Maria de Jetibá – ES.

	----- Ataque sulfúrico -----							----- Fluorescência de raio X -----							
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Kr	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Kr	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$	
	%							%							
Perfil P1T1 -Organossolo Fólico Sáprico típico															
Oo	13,8	14,2	9,1	1,2	1,65	1,17	1,56	15,03	14,23	12,46	3,77	1,80	1,15	1,14	
Od1	14,6	14,9	8,1	1,3	1,67	1,24	1,84	15,53	16,35	13,43	3,78	1,61	1,06	1,22	
Od2	14,8	13,2	7,1	2,2	1,91	1,42	1,86	15,63	16,31	14,55	3,26	1,63	1,04	1,12	
Od3	15,1	13,7	7,1	1,8	1,87	1,41	1,93	17,81	15,76	15,21	3,00	1,92	1,19	1,04	
Od4	14,9	11,4	8,5	1,8	2,22	1,51	1,34	16,58	12,24	13,18	3,12	2,30	1,37	0,93	
BC1	15,8	18,6	9,4	2,5	1,44	1,09	1,98	16,83	20,12	14,59	3,39	1,42	0,97	1,38	
BC2	14,6	18,1	9,6	1,7	1,37	1,02	1,89	18,72	20,63	14,77	3,04	1,54	1,06	1,40	
Perfil P2T1 -Cambissolo Húmico Distrófico típico															
Oo1	17,2	12,4	8,4	2,0	2,36	1,65	1,48	19,43	14,03	12,68	2,80	2,35	1,49	1,11	
Oo2	15,6	12,4	8,0	1,7	2,14	1,52	1,55	16,85	14,35	12,89	2,36	2,00	1,27	1,11	
A1	13,8	14,2	9,1	1,9	1,65	1,17	1,56	15,99	15,16	12,39	3,06	1,79	1,18	1,22	
A2	13,5	14,9	9,6	1,5	1,54	1,09	1,55	15,78	15,64	13,96	3,89	1,71	1,09	1,12	
A3	13,1	12,1	12,4	1,8	1,84	1,11	0,98	14,42	17,02	14,07	3,99	1,44	0,94	1,21	
BA	13,8	13,5	13,3	1,5	1,74	1,07	1,02	15,68	15,45	16,04	2,91	1,73	1,04	0,96	
Bi1	14,9	19,4	12,1	1,6	1,31	0,93	1,60	13,61	20,63	14,10	2,22	1,12	0,78	1,46	
Bi2	15,8	23,0	11,2	1,3	1,17	0,89	2,05	15,15	25,44	14,56	2,93	1,01	0,74	1,75	
Bi3	17,1	20,5	11,3	1,6	1,42	1,05	1,81	19,49	23,49	14,68	1,91	1,41	1,01	1,60	
C	17,7	21,0	10,9	1,4	1,43	1,08	1,93	20,27	24,32	14,62	1,73	1,42	1,02	1,66	
Perfil P3T1 -Organossolo Fólico Sáprico cambissólico															
Oo	18,9	11,3	8,4	2,0	2,84	1,93	1,35	20,70	21,19	10,20	2,77	1,66	1,27	2,08	
Od1	18,4	11,8	8,5	2,4	2,65	1,81	1,39	20,63	22,17	9,60	2,78	1,58	1,24	2,31	
Od2	18,7	10,7	8,9	1,8	2,98	1,95	1,20	19,34	21,09	10,90	2,91	1,56	1,17	1,93	
Od3	19,3	11,9	7,9	2,1	2,76	1,94	1,51	20,80	17,70	9,10	2,14	2,00	1,50	1,95	
Od4	18,9	12,1	8,5	2,0	2,66	1,84	1,42	19,25	20,48	10,60	2,56	1,60	1,20	1,93	
A	15,6	23,6	9,8	1,8	1,12	0,89	2,41	20,03	29,42	11,41	2,78	1,16	0,93	2,58	
AB	16,9	25,1	9,9	1,8	1,14	0,91	2,54	18,14	29,47	11,89	3,38	1,05	0,83	2,48	
BA	18,9	24,7	9,1	1,6	1,30	1,05	2,71	23,05	32,43	12,74	2,36	1,21	0,97	2,55	
Bi	14,4	22,9	10,8	2,0	1,07	0,82	2,12	19,55	37,36	10,33	2,78	1,89	0,76	3,62	
C	24,2	23,0	10,6	2,3	1,79	1,38	2,17	33,62	33,71	14,97	2,83	1,70	1,32	2,25	
Perfil P4T1 -Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico espesso-húmico															
A1	15,4	14,1	11,2	1,3	1,86	1,23	1,26	18,60	20,74	15,87	2,10	1,53	1,03	1,31	
A2	16,1	12,1	10,4	1,4	2,26	1,46	1,16	18,90	18,12	15,62	2,17	1,77	1,14	1,16	
A3	16,9	15,1	10,7	1,6	1,90	1,31	1,41	17,58	19,15	13,96	1,96	1,56	1,07	1,37	
2Ob1	20,6	19,6	6,1	2,4	1,79	1,49	3,21	23,80	24,70	9,14	2,74	1,64	1,33	2,70	
2Ob2	19,1	19,8	6,7	2,3	1,64	1,35	2,96	24,25	26,48	10,20	2,66	1,56	1,25	2,60	
2Ab	11,4	21,2	9,5	1,8	0,91	0,71	2,23	13,96	22,75	14,38	2,00	1,04	0,74	1,58	
2ABb	10,7	22,4	10,7	1,5	0,81	0,62	2,09	14,83	26,95	14,12	2,02	0,94	0,70	1,91	
2Bwb1	9,8	24,0	10,6	1,6	0,69	0,54	2,26	14,27	25,55	14,50	2,00	0,95	0,70	1,76	
2Bwb2	10,3	24,1	11,5	1,5	0,73	0,56	2,10	19,47	31,56	15,38	2,02	1,05	0,80	2,05	
2C	29,5	24,8	10,5	1,4	2,02	0,51	2,36	40,46	30,64	16,23	1,93	2,25	1,68	1,89	

$$Ki = (1,70 \times SiO_2\%) / Al_2O_3\%; \quad Kr = (1,70 \times SiO_2) / [Al_2O_3\% + (0,64 \times Fe_2O_3\%)]$$

Na topossequência 2, observou-se uma maior variação nos percentuais dos óxidos, tanto no ataque sulfúrico, quanto na fluorescência de raio-X. Ao contrário do observado na topossequências 1, da parte mais alta para a parte mais baixa da paisagem houve uma diminuição nos valores de SiO₂. Os altos valores de SiO₂ e Ki observados nos Organossolos (P1T2 e P3T2) estão relacionados com a acumulação de sílica favorecida pela má drenagem. Esses perfis estão localizados em pedofomas côncavas e apresentaram horizonte diagnóstico H hístico formado a partir de materiais depositados sob condições de excesso de água, por longos períodos ou por todo o ano (Santos et al., 2018).

Tabela 9. Resultados do ataque sulfúrico, fluorescência de raio X e relações moleculares nos perfis da Topossequência 1 – Santa Maria de Jetibá – ES.

	Ataque sulfúrico							Fluorescência de raio X						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Kr	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Kr	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$
	g.kg ⁻¹							%						
Perfil P1T2 -Organossolo Háplico Sáprico típico														
Ho	17,5	9,3	8,6	1,8	3,20	2,01	1,08	27,95	13,77	9,56	2,03	3,45	2,39	1,44
H1	17,2	8,4	8,1	1,6	3,48	2,16	1,04	26,91	13,30	9,62	2,08	3,44	2,35	1,38
H2	17,3	12,3	8,7	2,4	2,39	1,65	1,41	24,29	16,39	9,71	2,61	2,52	1,83	1,69
Cg	16,7	14,0	8,7	2,5	2,03	1,45	1,61	25,97	19,69	10,35	2,80	2,24	1,68	1,90
Perfil P2T2 -Cambissolo Húmico Distrófico típico														
A1	22,5	13,2	7,8	0,7	2,90	2,10	1,69	29,78	19,80	8,79	1,53	2,56	1,99	2,25
A2	23,5	14,9	8,3	1,2	2,68	1,98	1,80	33,82	18,53	9,03	1,02	3,10	2,37	2,05
A3	23,3	15,7	8,4	1,2	2,52	1,88	1,87	31,90	19,44	9,07	1,03	2,79	2,15	2,14
A4	24,1	16,6	8,8	1,4	2,47	1,84	1,89	31,67	19,46	9,20	1,10	2,77	2,13	2,12
A5	24,1	18,1	8,7	1,5	2,26	1,73	2,08	27,46	19,18	9,98	0,98	2,43	1,83	1,92
2Ab1	13,2	17,7	8,8	1,5	1,27	0,96	2,01	28,57	18,67	9,35	2,06	2,60	1,97	2,00
2Ab2	12,7	16,7	8,8	1,4	1,29	0,97	1,90	27,23	18,08	9,35	2,03	2,56	1,93	1,93
2Bi	12,5	16,9	8,8	1,5	1,26	0,94	1,92	35,16	21,96	9,48	3,09	2,72	2,13	2,32
Perfil P3T2 -Organossolo Háplico Sáprico típico														
H1	16,6	7,5	10,0	1,5	3,76	2,03	0,75	25,66	10,54	12,49	1,81	4,14	2,36	0,84
H2	14,6	8,1	10,1	1,5	3,06	1,71	0,80	21,94	13,22	11,46	2,08	2,82	1,82	1,15
H3	14,1	10,4	10,8	1,8	2,30	1,39	0,96	20,03	11,46	12,56	1,83	2,97	1,75	0,91
H4	13,5	10,4	10,1	1,7	2,21	1,36	1,03	15,64	13,13	11,39	1,95	2,02	1,30	1,15
H5	13,8	13,5	10,5	2,3	1,74	1,16	1,29	16,82	14,97	10,16	1,41	1,91	1,33	1,47
H6	14,1	14,4	9,6	2,4	1,66	1,17	1,50	19,60	19,41	10,11	3,30	1,72	1,29	1,92
Cg1	14,0	12,8	8,8	2,4	1,86	1,29	1,45	24,01	20,21	12,05	2,61	2,02	1,46	1,68
Cg2	14,1	14,1	8,5	2,7	1,70	1,23	1,66	29,53	24,60	14,82	2,59	2,04	1,47	1,66
Perfil P4T2 -Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico espesso-húmico														
A1	14,9	12,3	8,0	1,7	2,06	1,46	1,54	16,60	20,74	9,87	2,10	1,36	1,04	2,10
A2	15,5	19,1	8,3	1,9	1,38	1,08	2,30	16,90	23,12	10,62	2,17	1,24	0,96	2,18
A3	15,3	17,4	8,5	1,8	1,49	1,14	2,05	16,58	19,15	8,96	1,96	1,47	1,13	2,14
A4	15,2	17,8	8,8	1,8	1,45	1,10	2,02	17,96	22,75	10,38	2,30	1,34	1,04	2,19
A5	16,2	21,1	9,4	2,2	1,31	1,02	2,24	17,83	26,95	12,12	2,82	1,12	0,87	2,22
AB	15,4	20,8	9,3	2,1	1,26	0,98	2,24	19,27	25,55	11,50	2,70	1,28	1,00	2,22
Bw	16,4	22,7	10,3	2,1	1,23	0,95	2,20	19,78	27,81	11,72	2,84	1,21	0,95	2,37

$$Ki = (1,70 \times SiO_2\%) / Al_2O_3\%; \quad Kr = (1,70 \times SiO_2\%) / [Al_2O_3\% + (0,64 \times Fe_2O_3\%)]$$

Em estudo avaliando as concentrações Si em solos com condições de má drenagem ao longo de uma topossequência, Imbrahim & Lal (2014b) atribuem o aumento desse elemento em profundidade à translocação descendente do Si (solúvel ou amorfo) dos horizontes superficiais para os subsuperficiais. De acordo com os autores, as concentrações de Si nos solos compreendem três componentes: (1) minerais primários, (2) minerais secundários e (3) sílica amorfa, como minerais pouco cristalizados, fitólitos, diatomáceas e espículas de esponja. O intemperismo dos minerais silicatados produz H₄SiO₄ que, por sua vez, pode reagir com outros constituintes na solução do solo e formar novos minerais secundários, ser absorvido pelas plantas ou lixiviado para as águas subterrâneas (Gerard et al., 2008; Kelly et al., 1998; Sommer et al., 2006). As plantas absorvem o Si como ácido monossilícico que se precipita nas paredes das células, quer nas raízes, quer na formação de sílica amorfa, SiO₂.nH₂O (silico-fitólitos) (Piperno, 1988; 2006). Após a morte da planta, deposição e decomposição do material vegetal, esta sílica amorfa retorna ao solo e é exposta a processos de intemperismo. Dessa forma, em pedofomas côncavas que apresentam condições de má drenagem, além do acúmulo de matéria orgânica pode-se ter um aumento na concentração de Si pela dissolução e ciclagem desse elemento (Imbrahim & Lal; 2014b).

Nos perfis que apresentaram descontinuidade do material originário (P4T1 e P2T2) os resultados evidenciaram a origem poligenética dos perfis estudados. O percentual de TiO₂ passou de 1,96% (A3) para 2,74% (2Ob1) no perfil P4T1, e 0,98% (A5) para 2,06 (2Ab1) no

perfil P2T2. Por ser encontrado no solo em minerais de alta estabilidade o Ti, junto a outros parâmetros, é utilizado como indicador de descontinuidade litológica no perfil (Novaes Filho et al., 2012). Outra observação pertinente são as relações moleculares Ki e Kr, que também apresentaram variações expressivas nesses solos, indicando materiais menos intemperizados na parte superior dos perfis, o que corrobora a hipótese de aporte de material externo.

4.5 Descontinuidades Litológicas

Registra-se que diferentes camadas sedimentológicas/geológicas resultaram em mudanças nas características dos horizontes ou camadas em um perfil de solo, o ponto em que essa mudança ocorre é definido como descontinuidade litológica (Wang & Arnold, 1973; Schaetzl, 1998; Soil Survey Staff, 2014; Phillips & Lorz, 2008; Ahr, et al., 2017). Podem ser formadas pela mudança de um sistema de deposição para outro, resultando em diferentes materiais de origem (sobreposição de sedimentos aluviais e coluviais, por exemplo), ou quando ocorrem alterações na energia de deposição dentro do mesmo sistema sedimentar (por exemplo, fluvial), produzindo mudanças significativas na distribuição do tamanho das partículas ao longo de um perfil. Como a seção acima de uma descontinuidade é sempre mais jovem (em termos de deposição) do que o sedimento abaixo, as descontinuidades também denotam diferenças de idade nos materiais (Schaetzl, 1998; Soil Survey Staff, 2014).

O registro preciso e a interpretação de descontinuidades são importantes para estudos de pedogênese. No entanto, nem sempre é claro se tais mudanças verticais se originaram de diferentes camadas sedimentológicas/geológicas (isto é, diferentes materiais de origem), ou de processos pedogenéticos. Isso porque, muitas propriedades do solo que variam com a profundidade, como a granulometria e o teor matéria orgânica, frequentemente o fazem de forma abrupta, exibindo fortes contrastes com os horizontes superiores/inferiores. As abordagens tradicionais para identificação de descontinuidades baseiam-se em metodologias voltadas para a identificação de mudanças em um perfil que resultaram inquestionavelmente de processos sedimentológicos/geológicos. Tais abordagens tentam excluir as mudanças causadas por adições, perdas, transformações e translocações que podem ter ocorrido durante a pedogênese. Assim, as propriedades do solo que estão relacionadas com os constituintes móveis do solo, incluindo pH, teor de argila, matéria orgânica e carbonatos, bem como aqueles que são afetados por processos de intemperismo *in situ*, não devem ser usados para a detecção de descontinuidades (Ahr et al., 2017).

Descontinuidades litológicas podem ser identificadas por mudanças na distribuição do tamanho de partículas ou mineralogia ao longo de um perfil (Schaetzl, 1998; Tsai & Chen, 2000; Soil Survey Staff, 2014; Ahr, et al., 2017). Nos perfis estudados, foram utilizados dois parâmetros para dar suporte à identificação de descontinuidades litológicas: o valor de uniformidade (UV) e a relação titânio/zircônio (Ti/Zr). O valor de uniformidade proposto por Cremeens & Mokma (1986) baseia-se na comparação da granulometria entre os horizontes de perfil de solo. O máximo de uniformidade entre os perfis (mesma composição granulométrica) corresponderá a um valor de uniformidade zero. Dessa forma, quanto maior o desvio do valor de uniformidade de zero, maior a possibilidade de materiais originais originalmente não uniformes (Cremeens & Mokma, 1986). Nesse estudo, variações de $\pm 0,6$ no UV foram adotadas como indicadores de descontinuidade, conforme proposto por Cremeens e Mokma (1986), Schaetzl (1998) e Tsai & Chen (2000).

Quanto à relação Ti/Zr, teores totais de Ti e Zr têm sido utilizados em diversos estudos de gênese de solo e descontinuidade em perfis de solo (Kabata-Pendias & Pendias, 1992; Taboada et al., 2006; Tsai & Chen, 2000). Esses elementos são encontrados em minerais ou compostos onipresentes nos materiais do solo. O titânio aparece nos solos em uma variedade de formas, incluindo minerais primários e secundários, bem como compostos organicamente ligados e amorfos (Milnes e Fitzpatrick, 1989). O teor de zircônio em rochas e solos é

amplamente controlado pela presença ou ausência de seu mineral mais comum, o zircão (Erlank et al., 1978). Como ocorrem em fases minerais muito estáveis no solo (Milnes e Fitzpatrick, 1989) e possuem solubilidade limitada (Brookins, 1988; Kabata-Pendias e Pendias, 1992; White, 1995), esses elementos são tidos como pouco móveis, e seus teores totais têm sido utilizados para a identificação de descontinuidades litológicas.

Os resultados da variação do valor de uniformidade e da relação Ti/Zr são apresentados na Figura 13. Nos Organossolos, as maiores variações no UV foram observadas nas transições entre os horizontes orgânicos e minerais. Nota-se que as variações mais expressivas nos dois parâmetros analisados foram observadas nos perfis P4T1 e P2T2, que apresentaram evidências morfológicas de descontinuidade. O valor de uniformidade (UV) foi de 0,77 na transição A3/2Ob1 em P4T1 e 0,78 na transição A5/2Ab1 em P2T2. Já a relação Ti/Zr passou de 11,5 (A3) para 20,4 (2Ob1) no perfil P4T1 e de 5,5 (A5) para 15,7 (2Ab1) no perfil P2T2. Esses resultados, em conjunto com as propriedades morfológicas (cor, textura, estrutura) e químicas (carbono orgânico, relações moleculares) corroboram com a ocorrência de descontinuidades nesses perfis. Nos dois casos, as descontinuidades se devem ao processo de coluvionamento. Os horizontes subjacentes correspondem a materiais mobilizados das partes mais altas da paisagem, transportados pela ação da gravidade e depositados na superfície de antigos solos.

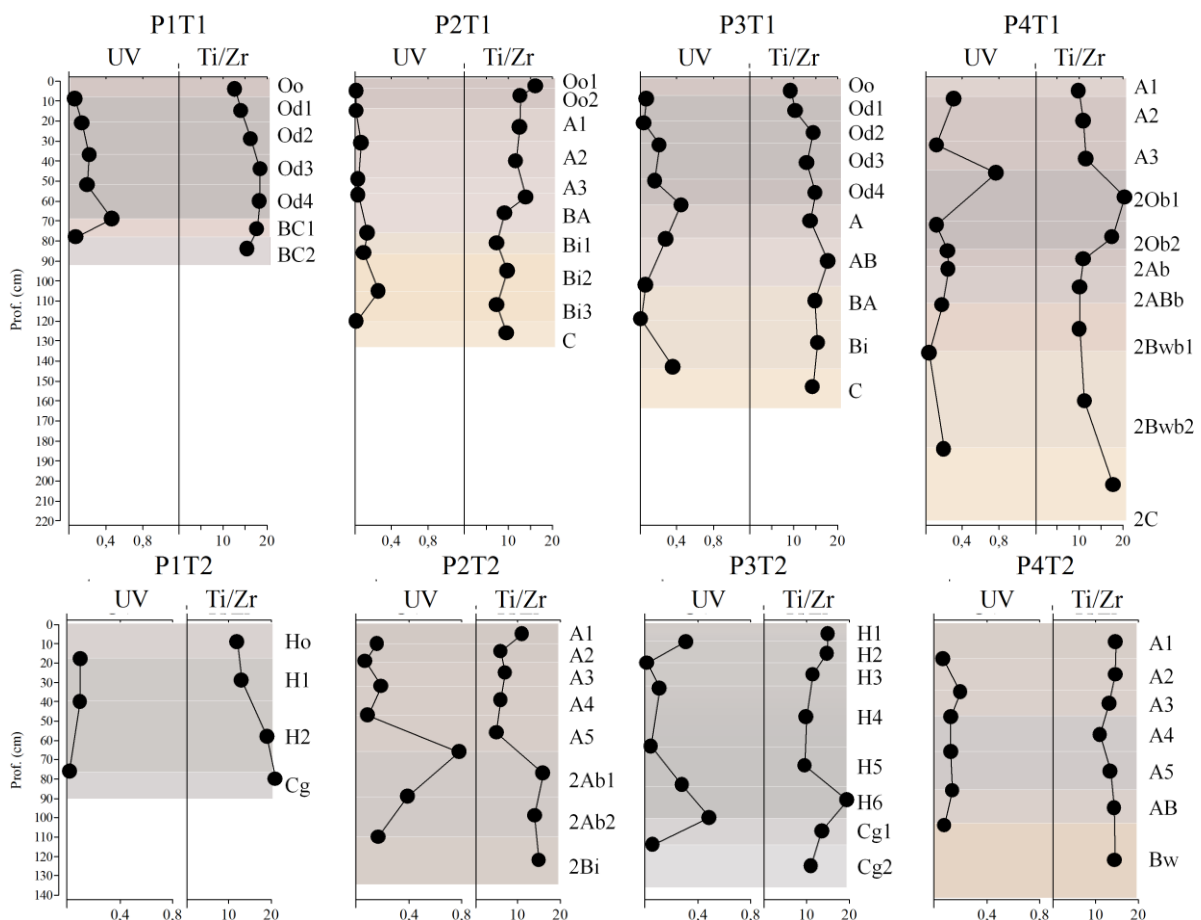


Figura 13. Indicadores de descontinuidades litológicas nos perfis estudados: UV: valor de uniformidade; Ti/Zr: relação entre os teores de TiO_2 e ZrO_2 (fluorescência de raio X).

O coluvionamento é um processo reconhecido no espessamento de solos com horizonte A húmico. Em estudo sobre a ocorrência e significado paleoambiental do horizonte A húmico em Latossolos, Calegari (2008) relata a ocorrência de sinais de coluvionamento nesses horizontes. Nas encostas, esses horizontes teriam seu espessamento advindo de

sucessivos depósitos coluvionais provavelmente já depositados com altos teores de matéria orgânica (Queiroz Neto & Castro, 1974). Solos com horizonte A húmico ocorrem predominantemente nas regiões altomontanas do Sul e Sudeste brasileiro, em associações com Cambissolos e Latossolos (Schaefer, 2013). Estudos aprofundados sobre a gênese desses solos consideram sua formação poligenética, ou seja, formada por vários ciclos de formação, sendo considerados bons registros de mudanças ambientais pretéritas (Nakashima, 1973; Queiroz Neto & Castro, 1974; Kampf & Klamt, 1978; Lepsch & Buol, 1986; Silva & Vidal-Torrado, 1999; Muggler, 1998; Muggler & Buurman, 2000; Calegari et al., 2013b).

4.6 Análise Isotópica de $\delta^{13}\text{C}$

Os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ apresentaram diferentes padrões de variação em profundidade, com variações isotópicas maiores que 4‰ em quase todos os perfis (Figura 14), indicando mudanças na comunidade de plantas durante a formação dos solos. Admite-se que espécies de plantas do ciclo fotossintético C_3 apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -22,0‰ e -32,0‰ (média de -27,0‰) e C_4 entre -9,0‰ e -17,0‰ (média -13‰) (Boutton, 1996; Boutton et al., 1998).

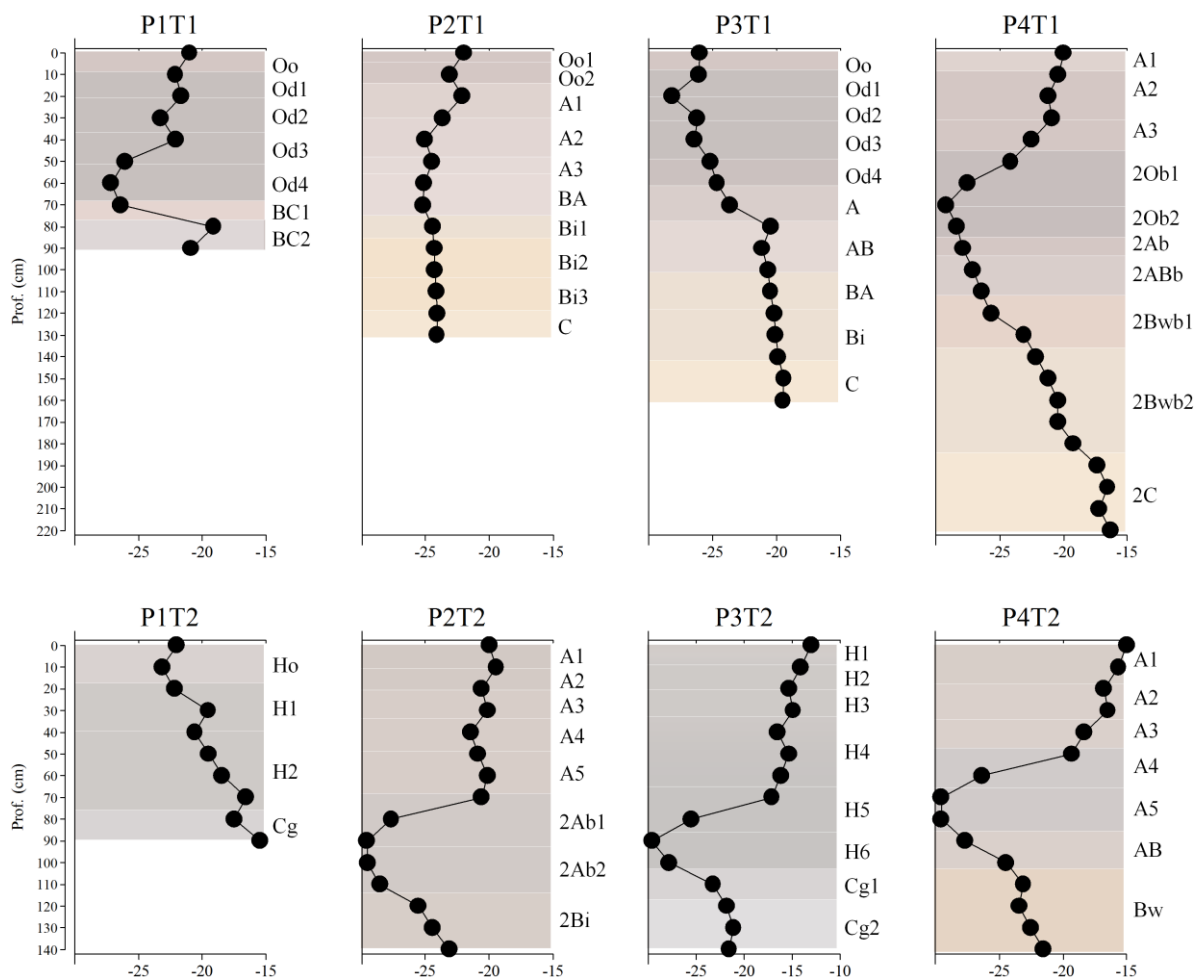


Figura 14. Curvas de variação dos valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$) nos perfis estudados.

No perfil P1T1, localizado no terço superior da paisagem, os valores isotópicos variaram entre -19,12‰ (90 cm) e -27,16‰ (60 cm). Entre 70 – 50 cm, observou-se um empobrecimento isotópico em relação aos horizontes subjacentes, sinalizando uma vegetação de ciclo C_3 , seguido por um enriquecimento isotópico de mais de 4‰, a partir de 40 cm até o topo do perfil. O P2T1, localizado no terço médio superior da encosta, apresentou menor amplitude de variação, com valores entre -22,11‰ (20 cm) e -25,21‰ (70 cm), sinalizando a

vegetação mista de ciclo C₃ e C₄, predomínio de plantas C₃. No terço médio inferior, o perfil P3T1 apresentou valores isotópicos entre -19,44‰ (150 cm) e -28,21‰ (20 cm). Da base do perfil (160 cm) até a profundidade de 80 cm, os valores foram praticamente uniformes (-19,51‰ a -20,45‰, média = -20,20‰). A partir desse ponto, observou-se um empobrecimento isotópico até o topo do perfil, indicando uma transição para vegetação mista de ciclo C₃ e C₄, predomínio de plantas C₃. Por fim, na parte inferior da encosta, o perfil P4T1 apresentou a maior amplitude de variação da topossequência. Da base do perfil até a profundidade de 70 cm, observou-se um empobrecimento isotópico, com valores de δ¹³C entre -16,32‰ (220 cm) e -29,21‰ (70 cm). A partir de 60 cm, até a superfície do perfil, notou-se um enriquecimento da composição isotópica de -27,55‰ (60 cm) para -20,41‰ (10 cm).

Na topossequência 2, o perfil P1T2, apresentou empobrecimento isotópico da base para até o topo do perfil, com valores entre -15,44‰ (90 cm) e -23,15‰ (10 cm). Nos demais perfis, observou-se o mesmo padrão de variação, marcado por um empobrecimento isotópico entre 110 – 80 cm (média = -28,84‰) no perfil P2T2, entre 100 – 80 cm (média = -27,66‰) no perfil P3T2, e entre 90 – 60 cm (média = -28,28‰) no perfil P4T2. Essa variação indica uma fase de vegetação de ciclo C₃, que provavelmente ocupou boa parte da encosta, desde o terço inferior ao terço médio superior. A partir dessas profundidades, todos os perfis apresentaram um enriquecimento isotópico até a superfície, chegando a -19,45‰ em P2T2, -14,08‰ em P3T2, e -15,65‰ em P4T2, sinalizando a vegetação mista observada na área, composta por uma mistura de componentes arbóreos e herbáceos (C₃ e C₄).

4.7 Datações ¹⁴C

A matéria orgânica do solo (MOS) provém quase exclusivamente da vegetação de cobertura, servindo, muitas vezes, como um testemunho de condições climáticas passadas. Com a aplicação dos isótopos estáveis de carbono (¹³C/¹²C) é possível distinguir grupos de planta com base em seu ciclo fotossintético (C₃, C₄, CAM) e, com isso, inferir características da vegetação, enquanto a datação por ¹⁴C (fração humina) fornece a cronologia dos registros (Pessenda et al. 1996, 2001, 2004, 2005; Gouveia et al. 2002). Os resultados de datação da fração humina nos perfis estudados são apresentados na Tabela 10.

Tabela 10. Resultado das datações por ¹⁴C na fração humina dos perfis de solo estudados.

Perfil	Horizonte	Prof. (cm)	Número de laboratório	2σ Idade calibrada AP	Idade média calibrada AP
P1T1	Od4	52 - 63	UGAMS#29949	1.617 - 1.743	1.698
P2T1	A3	49 - 57	UGAMS#29947	-	Moderna
P3T1	Od4	50 - 62	UGAMS#29951	1.736 - 1.885	1.837
P4T1	2Ob2	72 - 85	UGAMS#29946	11.231 - 11.409	11.315
P1T2	H2	40 - 76	UGAMS#29953	1994 - 2131	2.063
P2T2	2Ab2	89 - 110	UGAMS#29954	2151 - 2318	2.229
P3T2	H6	83 - 100	UGAMS#29952	2.762 - 2.862	2.814
P4T2	A5	66 - 86	UGAMS#29955	2.306 - 2.352	2.330

* Laboratório responsável pelas análises AMS: CAIS (Center for Applied Isotope Studies, Universidade da Georgia, USA).

De forma geral, foram observadas idades mais antigas do topo para a base das encostas. Na topossequência 1, a datação realizada no horizonte A3 (49 – 57 cm) do perfil P2T1 indicou que a matéria orgânica foi moderna (> 100% de carbono moderno) provavelmente relacionada com a sua posição na encosta de maior declividade, o que promove o rejuvenescimento do solo. A datação obtida no horizonte 2Ob2 (72 – 85cm) do perfil P4 indicou se tratar de um paleossolo formado na transição Pleistoceno-Holoceno

(11.315 anos cal. BP). Na topossequência 2, observou-se uma menor variação com todas as idades correspondendo ao Holoceno Superior (entre 2.063 cal AP em P1T2, e 2.814 cal AP em P3T2).

4.8 Análise Fitolítica

Todos os perfis apresentaram elevada abundância de fitólitos com diferentes padrões de concentração em profundidade ao longo da topossequência (Figuras 15 e 18). As gramíneas (Poaceae) são o táxon dominante em todas as amostras, sendo as subfamílias Pooideae, Panicoideae, e Chloridoideae as mais representadas nas assembleias fitolíticas. Morfotipos produzidos por espécies arbóreas e arbustivas (eudicotiledoneas) também foram observados, porém sempre em menor proporção. Outros grupos de plantas identificados em concentrações significativas de fitólitos incluem as famílias Arecaceae e Cyperaceae (Apêndice II).

As assembleias fitolíticas observadas nos primeiros centímetros dos perfis (0 – 10 cm) correspondem à assinatura fitolítica da vegetação atual, composta por um mosaico de Floresta Ombrófila Densa Montana/Altomontana intercalada com vegetação herbáceo-arbustiva. Os morfotipos com maior abundância relativa foram elongates, hair cells e bulliforms (18 – 49%, média 36,35%), ambos sem significado taxonômico, por serem produzidos por todas as subfamílias das gramíneas (Barboni et al., 2007). Dentre os morfotipos com significado taxonômico, destacam-se rondel e trapeziform short cells (14 – 27%, média = 21,01%), produzidos pela subfamília Pooideae característica de regiões temperadas e em altitudes elevadas nos trópicos (Vogel et al., 1978; Tieszen et al., 1979); e bilobate and cross (13 – 24%, média = 18,59%) típicos da subfamília Panicoideae, gramíneas altas e tropicais adaptadas a condições de clima quente e úmido (Mulholland, 1989; Lu & Liu, 2003). Fitólitos produzidos por plantas lenhosas (árvores, arbustos, bem como palmeiras) representaram 7 – 19% (média = 14,91%) das assembleias fitolíticas superficiais.

4.7.1 Topossequência 1 – Organossolo Fólico / Cambissolo Húmico / Organossolo Fólico / Latossolo Vermelho-Amarelo (Paleossolo)

A análise de agrupamento hierárquico permitiu identificar três zonas fitolíticas em cada perfil (Figura 15), enquanto a análise de componentes principais (PCA) resultou em duas componentes que explicam quase 70% da variância total (Figura 16). A PC1 explica 48,33% da variância total, sendo definida no quadrante positivo pelas variáveis Panicoid, Chloridoid, Elongate, Hair, Bulliform e Taphonomized phytoliths; e no quadrante negativo por Pooideae, Papillae, Globular echinate (Arecaceae), Globular e Block (Eudicotiledoneae). Dessa forma, valores positivos da PC1 indicam redução da cobertura arbórea e condições climáticas mais quentes, enquanto valores negativos representam maior presença de componentes arbóreos e condições climáticas mais frias. Já a PC2 explicou 17,54% da variância total, sendo representada no quadrante positivo pelas variáveis Globular echinate, Hair, Elongate, Panicoid e Block; e no quadrante negativo por Chloridoid, Taphonomized phytoliths, Papillae, Pooideae, Bulliform e Globular. Essa componente pode ser interpretada como um parâmetro de umidade, em que os valores positivos indicam condições de maior umidade (maior ocorrência de Panicoid), e valores negativos condições mais secas (maior ocorrência de Chloridoid).

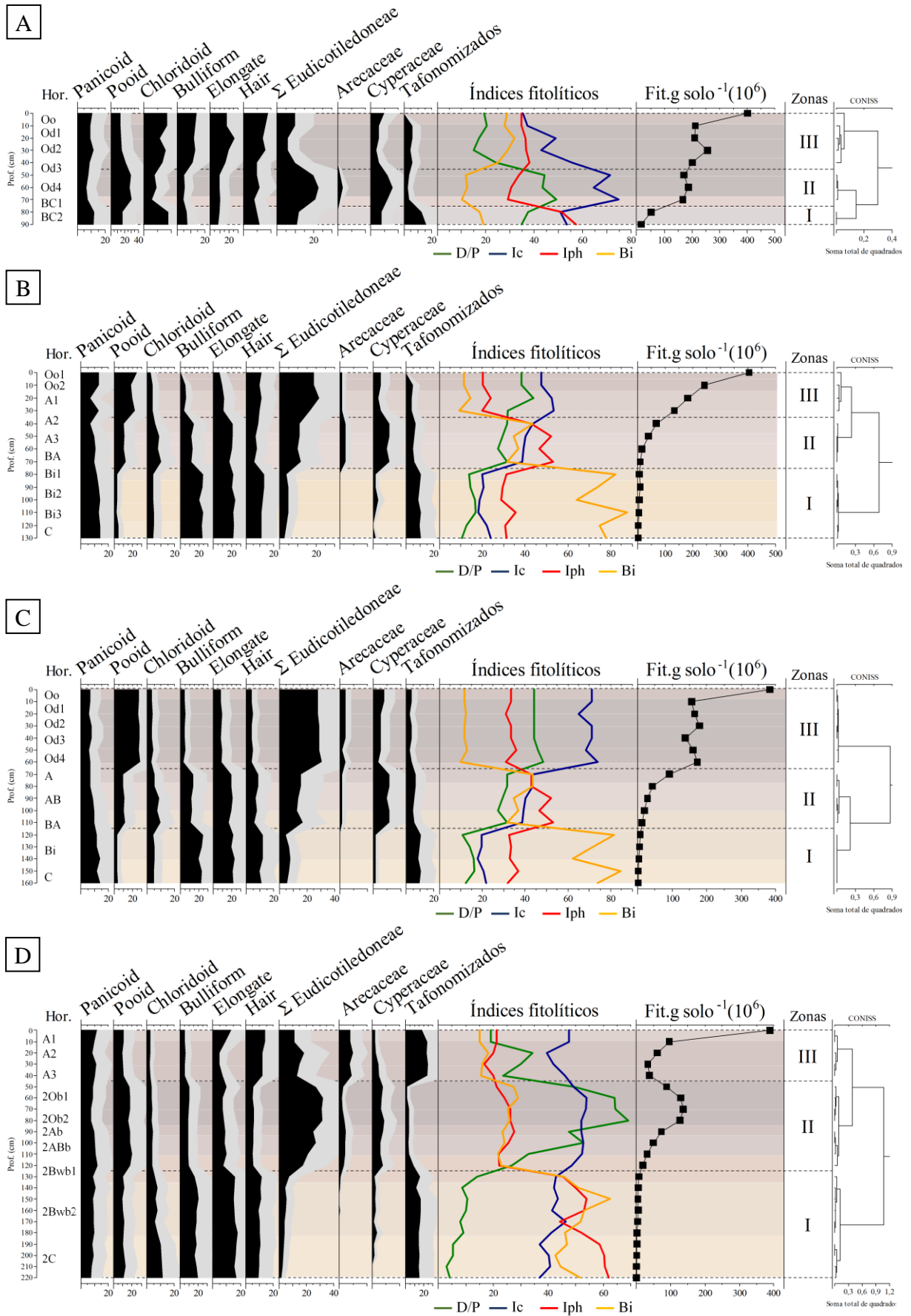


Figura 15. Diagramas fitolíticos dos perfis da Topossequência 1 – Santa Maria de Jetibá – ES: (A) Perfil P1T1, (B) Perfil P2T1, (C) Perfil P3T1 e (D) Perfil P4T1.

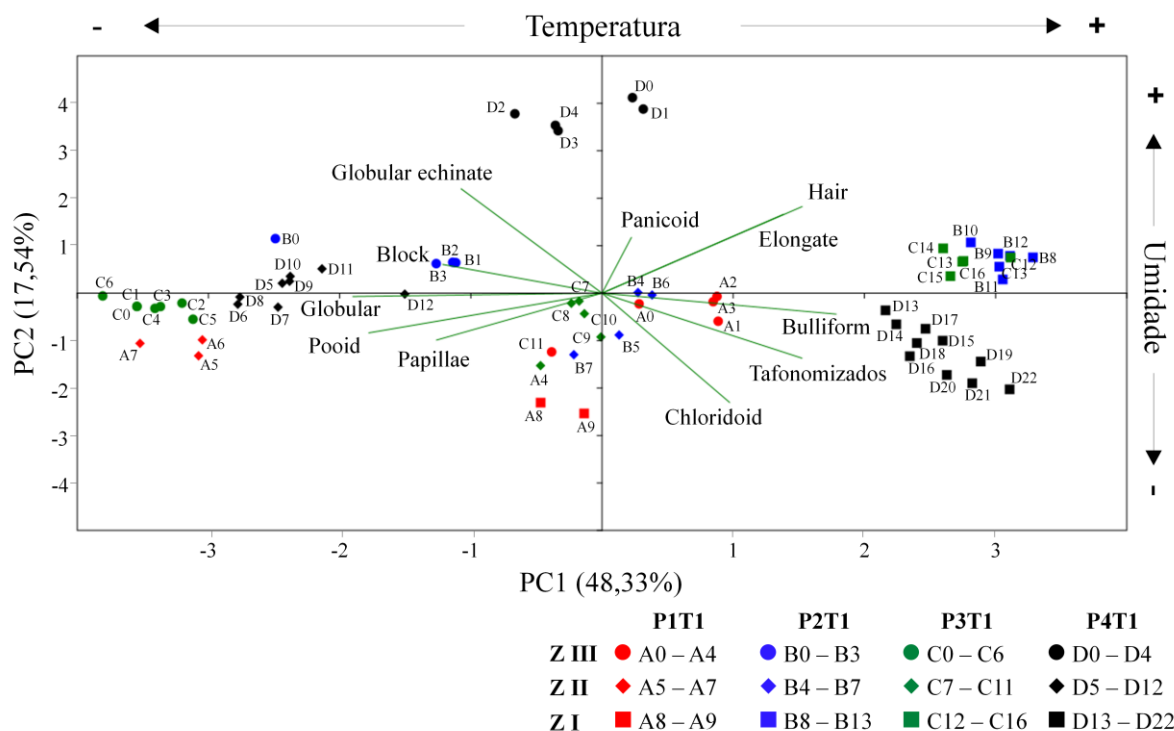


Figura 16. Análise de componentes principais nas amostras coletadas nos perfis ao longo da Topossequência 1 – Santa Maria de Jetibá – ES.

A **Zona I** corresponde a base dos perfis agrupando os horizontes BC1 e BC2 no perfil P1, bem como os horizontes B e C nos demais perfis (P2, P3 e P4). Em todos os perfis, as assembleias são caracterizadas pelas maiores concentrações de fitólitos tafonomizados (média P1 = 14,2%, P2 = 10,3%, P3 = 9,9% e P4 = 15,7%), provavelmente relacionadas com o maior tempo de residência desses fitólitos no solo. Em P2, P3 e P4, os valores calculados para o índice de cobertura arbórea (D/P) indicam uma vegetação menor quantidade de elementos arbóreos em relação à atual (média P2 = 14,2%, P3 = 13,9%, P4 = 7,86% e um pouco mais arborizada em P1 (média = 36,1%), corroborando com os valores isotópicos, que indicam vegetação mista, com predomínio de plantas C₄. Esses resultados corroboram com a PCA, com cargas fatoriais positivas na PC1 em P2, P3 e P4, indicando uma fase de menor cobertura arbórea nesses perfis. O índice de adaptação à aridez (I_{ph}) indica condição climática mais seca que a atual em todos os perfis (média P1 = 54,2%, P2 = 31,2%, P3 = 33,5 e P4 = 54,2%), em concordância com os valores do índice bulliform (Bi) nos perfis P2 (média = 76,7%), P3 (média = 74,8%) e P4 (49,5%). A PC2, interpretada como um parâmetro de umidade, corrobora com esses resultados, com cargas fatoriais negativas para as amostras dessa zona em todos os perfis. Entretanto, essa alta concentração de morfotipo buliformes também pode estar relacionada com a sua maior resistência aos processos tafonômicos, em razão da sua menor superfície específica. Esses perfis também apresentaram os menores valores de índice climático (I_c) nessa zona (média P2 = 20,6%, P3 = 19,9% e P4 = 41,2%), indicando condições de clima mais quente.

A **Zona II** corresponde aos horizontes Od3 e Od4 em P1, a base dos horizontes A e transicionais AB/BA em P2 e P3, e aos horizontes enterrados em P4. Os indicadores de descontinuidade litológica (Ti/Zr e UV) e a datação (C¹⁴) no horizonte 2Ob2 do perfil P4, possibilitaram a identificação de um paleossolo enterrado, que registra a transição Pleistoceno – Holoceno (~11.000 anos), de condições secas para úmidas. Essa mudança climática é evidenciada na assembleia fitolítica desse perfil, que apresentou altos valores de D/P (média = 50,8%) e I_c (média = 51,3%) e menores nos valores de I_{ph} (média = 24,4%) e Bi (média = 24,9%), indicando uma vegetação de clima mais frio e úmido com maior cobertura arbórea,

em concordância com sinal isotópico de plantas C₃ (~29‰). A PC1 apresentou valores negativos indicando aumento da cobertura arbórea e condições climáticas mais frias. A redução das cargas fatoriais negativas, no tocante à fase anterior na PC2, indica um aumento de umidade. Observa-se também a diminuição na porcentagem de fitólitos tafonomizados (média = 4,61%) e aumento da concentração de fitólitos em subsuperfície, indicando a ocorrência de um paleossolo enterrado. Nos perfis P2 e P3, essa zona fitolítica indica uma abertura da vegetação (média D/P = 30,2%) em um clima mais frio (média Ic = 40,7%). O aumento nos valores de Iph em P2 e P3 (média = 48,1%) divergem do índice bulliform (Bi), que não identifica fase significativa de estresse hídrico. Já no perfil P1, a assembleia fitolítica indica uma fase de aumento dos componentes arbóreos (média D/P = 45,7%), em clima mais frio e úmido que o atual (média Ic = 70,2%, Iph = 31,1% e Bi = 11,4%), que teria ocorrido por volta de 1.698 anos cal. BP. Os valores mais empobrecidos de δ¹³C (~27‰) corroboram com essa interpretação.

A **Zona III** corresponde aos horizontes Oo, Od1 e Od2 em P1, Oo1, Oo2 e A1 em 2, os horizontes fólicos no perfil P3 e ao manto superficial ao paleossolo em P4. Corresponde a uma fase de transição até a vegetação atual, Floresta Ombrófila Densa Montana/Altomontana intercalada com vegetação herbáceo-arbustiva. Em relação à zona subjacente, o índice D/P foi menor em P1 (média = 19,2%) e P4 (média = 25,3%) e maior nos perfis P2 (média = 38,2%) e P3 (média = 44,9%). Esses resultados corroboram com as variações de δ¹³C, que apresentaram variações superiores a 4‰ em todos os perfis, exceto em P2, que apresentou uma sensível variação (enriquecimento ~2‰) em relação à fase anterior. A PC2 (parâmetro de umidade) apresentou valores positivos para todos os perfis, em concordância com o clima atual (Cwb - subtropical úmido com inverno temperado), exceto para o perfil P3. Nesse perfil, os valores de Ic (média = 70,2%) indicam um clima mais frio, que, de acordo com a datação realizada no horizonte Od4 (50 – 62 cm), teria se iniciado a aproximadamente 1.837 anos cal. BP.

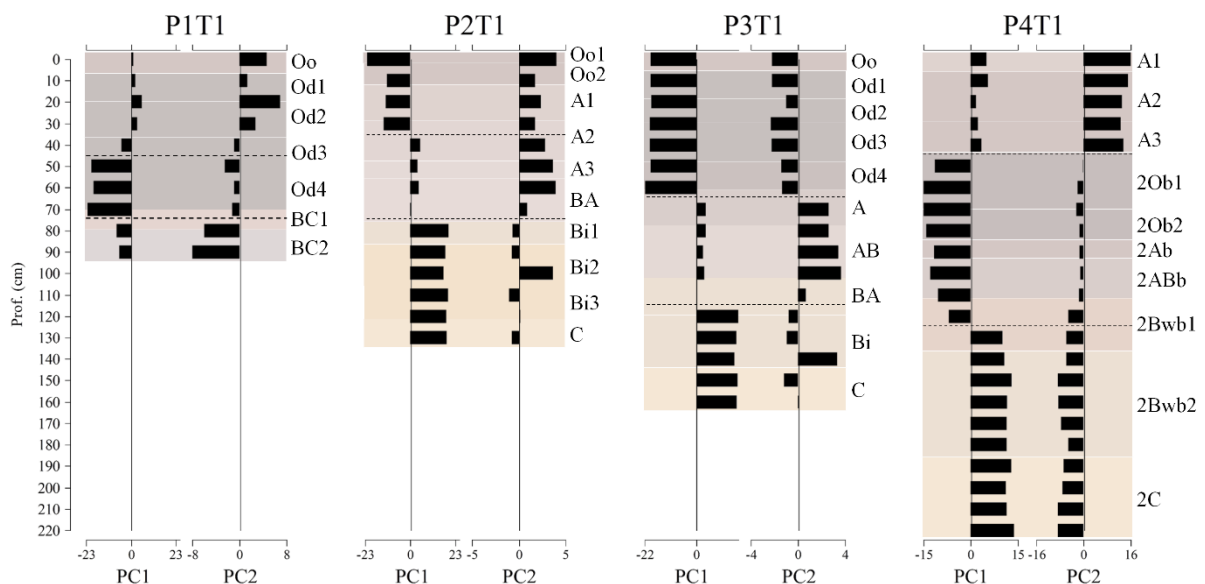


Figura 17. Cargas fatoriais das duas componentes principais nos perfis da Topossequência 1 – Santa Maria de Jetibá – ES.

4.7.2 Topossequência 2 – Organossolo Háplico / Cambissolo Húmico / Organossolo Háplico / Latossolo Vermelho-Amarelo

Na topossequência 2, a análise de agrupamento hierárquico em cada perfil também identificou três zonas fitolíticas (Figura 18). Na análise do conjunto dos perfis, as duas componentes principais explicaram aproximadamente 62% da variância total (Figura 19).

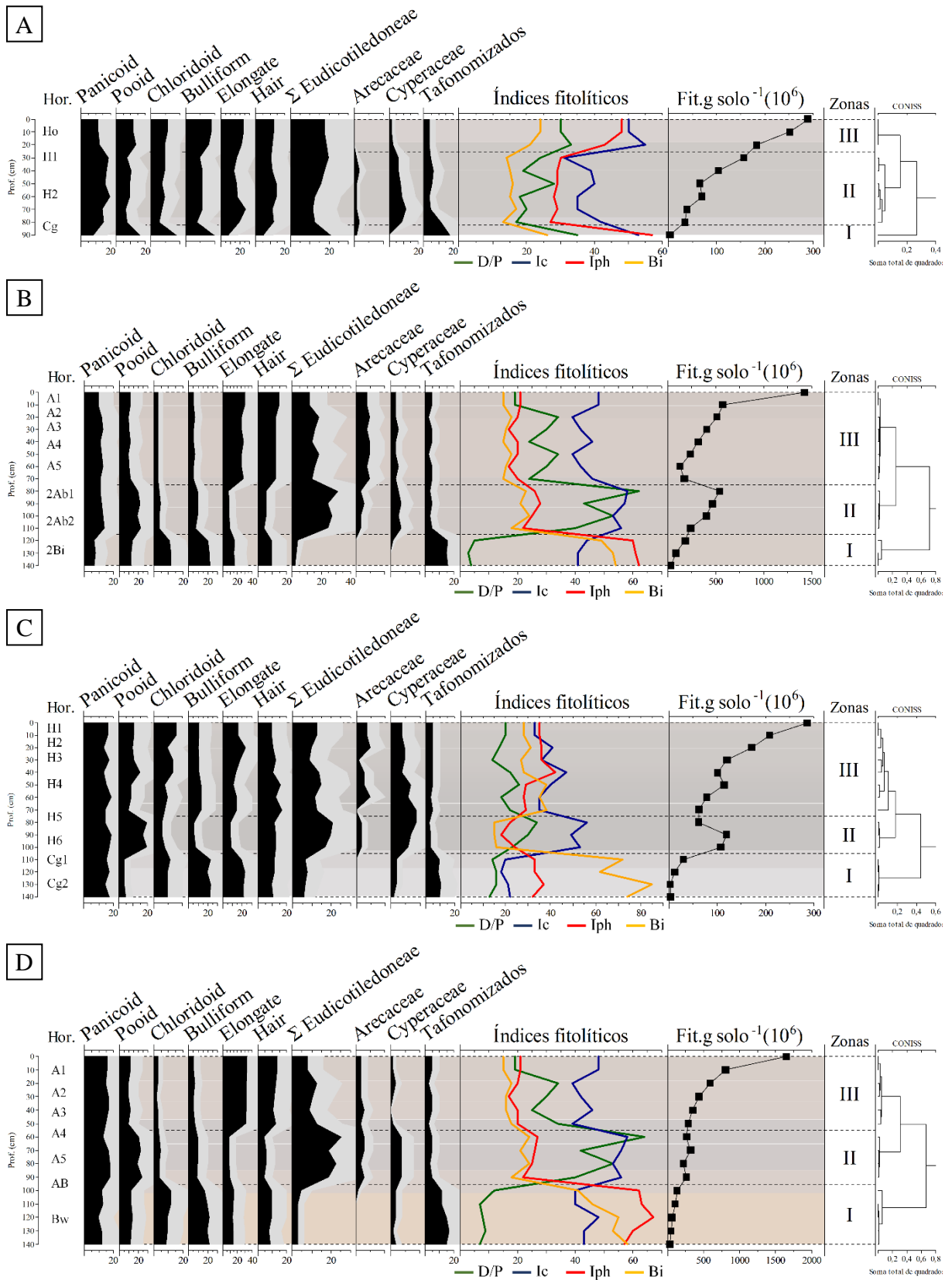


Figura 18. Diagramas fitolíticos dos perfis da Toposequência 1 – Santa Maria de Jetibá – ES: (A) Perfil P1T1, (B) Perfil P2T1, (C) Perfil P3T1 e (D) Perfil P4T1.

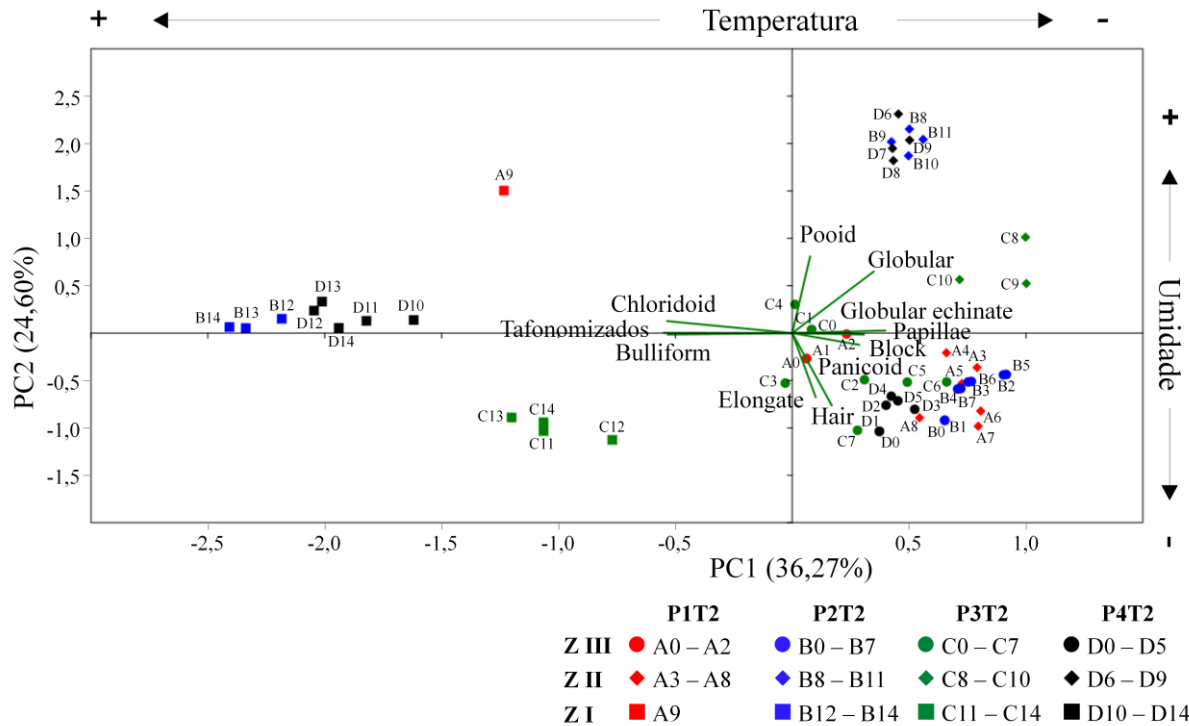


Figura 19. Análise de componentes principais nas amostras coletadas nos perfis ao longo da Topossequência 1 – Santa Maria de Jetibá – ES.

A PC1 (36,27%) é definida em seu eixo positivo pelos morfotipos Papillae, Globular, Globular echinate, Panicoid, Pooid, Block, Hair e Elongate; e no eixo negativo por Chloridoid, Bulliform e Fitólitos taftonomizados. Dessa forma, valores positivos da PC1 nessa topossequência representam maior presença de componentes arbóreos indicada pelos morfotipos de plantas lenhosas, e condições climáticas mais frias, indicadas pelos morfotipos de Cyperaceae e Pooid, relacionados com o clima frio e úmido (Kondo et al., 1994; Piperno, 2006). Já os valores negativos da PC1 indicam redução da cobertura arbórea e condições climáticas mais quentes, indicadas pelos morfotipos de Chloridoid e Bulliform, relacionados com as condições de clima quente e seco (Bremond et al., 2008a)

Com relação à PC2 (24,60%), o eixo positivo é representado principalmente pelos morfotipos Pooid, Globular e Globular echinate, e o eixo negativo por morfotipos sem significado taxonômico Elongate, Hair e Bulliform. Essa componente parece refletir as condições de umidade da área. Valores positivos representam condições mais úmidas e frias, relacionadas aos morfotipos de Pooid (Twiss et al., 1969; Barboni & Bremond, 2009); e valores negativos condições climáticas mais secas, representadas por uma vegetação predominantemente herbácea, com poucos componentes arbóreos.

A **Zona I** corresponde aos horizontes com feições morfológicas resultantes do processo de gleização nos Organossolos (P1T2 e P3T2) e aos horizontes B incipiente e B latossólico nos perfis P2T2 e P3T2. De forma semelhante aos perfis da topossequência, em todos os perfis, as assembleias apresentaram altas concentrações de fitólitos taftonomizados (média P1T2 = 17,9%, P2T2 = 15,6%, P3T2 = 9,7% e P4T2 = 14,1%), o que pode ser associado ao maior tempo de residência desses fitólitos no solo. Nos perfis P2T2, P3T2 e P4T2, essa zona apresentou os menores valores dos índices de cobertura arbórea (D/P) e climático (Ic), indicando uma vegetação mais aberta em condições climáticas mais quentes em relação à atual, enquanto os valores isotópicos apontam uma mistura de plantas do ciclo C₃ e C₄. Esses resultados corroboram com a PCA, com cargas fatoriais negativas para a PC1 em P2T2, P3T2 e P4T2 (Figura X). Em todos os perfis, as assembleias das amostras deste agrupamento são compostas por morfotipos produzidos por plantas mais adaptadas às

condições ambientais quentes e secas, o que é indicado pelos maiores valores do índice de adaptação à aridez (Iph) (média P1T2 = 57,1%, P2T2 = 61,2%, P3T2 = 33,7% e P4T2 = 61,9%) e do índice bulliform (Bi) (média P1T2 = 25,8%, P2T2 = 51,9%, P3T2 = 73,1% e P4T2 = 50,8%). Com exceção de P1T2, todos os perfis apresentaram cargas fatoriais quase nulas na PC2, indicando condições de pouca umidade.

A **Zona II** corresponde aos horizontes com maiores teores de carbono orgânico nos Organossolos (P1T2 e P3T2) e aos horizontes subsuperficiais de coloração mais escura em P2T2 e P4T2. No perfil P2T2, o limite superior dessa zona corresponde à descontinuidade litológica identificada pelo valor de uniformidade (UV) e relação Ti/Zr. A concentração de fitólitos também aumentou nesse perfil, indicando a presença de horizontes enterrados. Os índices fitolíticos indicam aumento na frequência de morfotipos produzidos por plantas de hábito arbóreo e arbustiva (Eudicotiledoneae) e por plantas mais adaptadas às condições de regime mais frio e úmido. Para o índice D/P, observou-se média de 21,2% em P1T2, 49,5% em P2T2, 28,9% em P3T2 e 49,7% em P4T2; e para o índice Ic de 37,1% em P1T2, 56,0% em P2T2, 52,9% em P3T2 e 55,7% em P4T2. Essa mudança no tipo de vegetação também é demonstrada pelos valores isotópicos, que apresentaram valores mais empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}$ nos perfis P2T2, P3T2 e P4T2. As datações ^{14}C da matéria orgânica (fração humina) indicam que esse momento ambiental teria ocorrido por volta de 2.229 e 2.814 anos cal AP. Nesses perfis, as componentes principais (PC1 e PC2) apontam condições mais frias e úmidas. Com relação aos índices Iph e Bi, em todos os perfis foram observados valores menores em relação à fase anterior, com médias de 28,6% em P1T2, 25,3% em P2T2, 21,1% em P3T2 e 24,9% em P4T2 para o Iph indicando uma baixa frequência de plantas adaptadas a condições de aridez; e 14,9% em P1T2, 21,1% em P2T2, 15,4% em P3T2 e 21,7% em P4T2 para o Bi, refletindo condições mais úmidas no solo.

A **Zona III** agrupa os horizontes superficiais. Nos perfis P1T2 e P3T2 corresponde aos horizontes com material orgânico hêmico (grau de decomposição intermediário entre fíbrico e sáprico), e nos perfis P2T2 e P4T2 ao horizonte diagnóstico A húmico. Tal como na topossequência 1, corresponde a uma fase de transição até a vegetação atual, Floresta Ombrófila Densa Montana/Altomontana intercalada com vegetação herbáceo-arbustiva. Na parte superior da encosta, o perfil P1T2 indica uma condição mais fria (média Ic = 51,9%) e uma vegetação mais fechada (média D/P = 31,1%). Do terço médio superior ao terço inferior da encosta, os dados fitolíticos apontam a presença de vegetação arbórea menos densa (média D/P = 26,8% em P2T2, 19,8% em P3T2, e 27,1% em P4T2) e condições ambientais mais quentes que a zona anterior (média Ic = 43,8% em P2T2, 37,6% em P3T2 e 43,7% em P4T2). Essa diferença entre a vegetação do terço superior com os demais setores da encosta também é registrada no sinal isotópico, com valores mais enriquecidos nos perfis P2T2, P3T2 e P4T2, sugerindo abertura na vegetação (campo) com predomínio de plantas C_4 , em contraste com valores mais empobrecidos em P1T2, indicando uma maior presença de plantas C_3 . Para os índices relacionados com as condições de umidade, observou-se um aumento do Iph e Bi nos Organossolos (média Iph e Bi = 46,3%; 23,4% em P1T2, e 33,7%; 31,5% em P3T2) o que pode ser relacionado com os processos de gênese desses solos. Diferente dos Organossolos da topossequência 1, nos perfis P1T2 e P3T2 a acumulação de materiais orgânicos ocorre em ambiente hidromórfico com presença de lençol freático permanente ou oscilante. Nos demais perfis, esses índices apontam um ligeiro aumento nas condições de umidade (média Iph e Bi = 19,5%; 16,2% em P2T2, e 19,8%; 16,5% em P4T2).

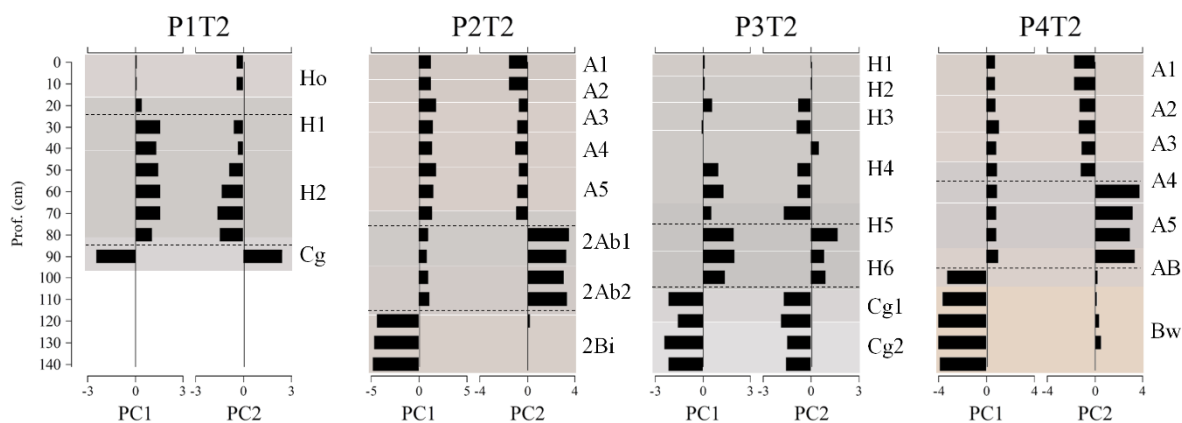


Figura 20. Cargas fatoriais das duas componentes principais nos perfis da Topossequência 2.

4.9 Interpretação Paleoambiental

A análise dos fitólitos e da composição isotópica da matéria orgânica dos perfis indicaram variações no tipo de formação vegetal nos ambientes estudados, permitindo inferências sobre mudanças climáticas na região durante a formação e evolução dos solos. A partir da análise de agrupamento hierárquico em conjunto com as datações ^{14}C foram identificados quatro momentos ambientais nas topossequências estudadas (Figuras 21 e 22).

Momento ambiental I (~antes de 11.315 anos cal AP em T1; ~antes de 2.814 anos cal AP em T2) é registrado na base de todos os perfis, com exceção de P1T1 e P2T1. Corresponde a um período mais seco e quente que o atual. A datação ^{14}C realizada no perfil P4T1 permite inferir que esse momento teria ocorrido antes do início do Holoceno, com uma vegetação composta predominantemente por gramíneas C_4 , e uma alta ocorrência de plantas adaptadas às condições ambientais quentes e secas. Evidências de paisagens pleistocênicas desprovidas de vegetação e sob condições climáticas mais secas são relatadas em diversos estudos paleoclimáticos na região Sudeste do Brasil como, por exemplo: De Oliveira (1992) em Lagoa dos Olhos (MG), Behling & Lichte (1997) em Morro de Itapeva (SP) e Lago do Pires (MG), Behling (1995) na Serra dos Órgãos, Behling e Safford (2010) na Serra da Bocaina.

No início do Quaternário, a paisagem brasileira evoluída em condições essencialmente tropicais desde o Cretáceo, passou a sofrer as consequências do resfriamento global (Schaefer, 2013). De maneira geral, durante as glaciações no hemisfério norte que ocorreram até o fim do Pleistoceno, nas regiões tropicais se desenvolveram condições de aridez ou semiaridez. Essas condições são registradas nesse momento ambiental, pelos valores dos índices Iph (>30%) e Bi (>40%). Embora, em parte, os altos valores de Bi possam estar relacionados com a maior resistência desses morfotipos no solo, sua ocorrência em conjunto com morfotipos de Chloridoideae confirmam as condições de menor umidade. De acordo com Messenger et al. (2010), fitólitos bulliformes são bons indicadores de estresse hídrico entre as gramíneas.

Outro resultado importante relacionado com esse momento ambiental é a alta frequência de fitólitos tafonomizados. Durante o Pleistoceno, com a reduzida disponibilidade hídrica predominava o intemperismo físico em detrimento ao químico. Com a vegetação esparsa tem-se uma grande disponibilidade de material de solo exposto à erosão que, nesse período, é associada aos fluxos hídricos torrenciais, resultando em uma evolução acelerada das encostas e entulhamento dos vales. Ou seja, predomínio da morfogênese quanto à pedogênese (Bigarella & Mousinho, 1965). Além do maior tempo de residência no solo, a alta concentração de fitólitos tafonomizados (quebrados, corroídos, etc.) pode ser relacionada ao transporte por erosão durante esse período. Para Piperno (2006), os fitólitos são altamente resistentes aos processos físicos e químicos nos sedimentos. A preservação destes

baixas. Na Serra do Espinhaço Meridional (MG), Horak et al (2015) relatam a ocorrência de vegetação dominada por densas florestas semidecíduas e montanhosas e por pastos úmidos rupícolas, indicando condições climáticas muito úmidas e frias entre ~ 10.000 – 7.360 anos cal AP. Condições úmidas e frias em períodos semelhantes também foram identificadas por Ledru (1993) que relata a presença de florestas de araucária entre 10.360 – 8.840 anos cal AP em Salitre (MG); Behling et al (1995) que documentam expansão da mata de galeria devido a condições mais úmidas no Lago do Pires (MG), entre 9.980 – 8.180 anos cal AP; e Behling (2003) que identificou registros de florestas semidecíduas datados de 9.540 – 8.220 anos cal AP em um testemunho em Lagoa Nova (MG).

A ocorrência de um período de maior umidade no fim do Pleistoceno também é documentada por depósitos argilosos e orgânicos em Bananal (SP), no médio vale do Paraíba do Sul, datados de ~9.500 anos cal AP (Mello, 1997). Nessa região, a dinâmica integrada de encostas e fluxos canalizados é documentada na zona de articulação dos segmentos de encosta com os terraços fluviais (rampa-terraço). Tal dinâmica apresenta descontinuidades espaciais e temporais com significado expressivo no Holoceno (Moura & Mello, 1991; Moura et al., 1991).

Além da influência climática, o desenvolvimento de uma vegetação densa na parte inferior da encosta também pode ser relacionado à maior disponibilidade de material intemperizado nessa porção da vertente. Com o aumento do volume de chuvas e de sua regularidade tem-se a implantação relativamente lenta de formações vegetais mais densas, resultando em aumento da atividade biológica e predomínio da pedogênese (Bigarella & Mousinho, 1965). Ainda, com o aumento da disponibilidade hídrica tem-se o predomínio do intemperismo químico em relação ao físico.

Dessa forma, na topossequência 1 o momento ambiental II corresponde à formação de um paleossolo que marca a transição Pleistoceno/Holoceno. Paleossolos representam registros paleoambientais naturais preservados no interior dos depósitos quaternários, especialmente de países continentais muito estáveis em termos tectônicos, como o Brasil (Suguio, 2010). Normalmente se apresentam superpostos por sedimentos mais novos, exibem teores variáveis de matéria orgânica e evidências de bioturbação (Retallack, 1990).

Com relação a topossequência 2, o momento ambiental II é registrado em todos os perfis, correspondendo a zona I em P1T2 e zona II em P2T2, P3T2 e P4T2. Corresponde a um período de condições mais úmidas e frias que as atuais, indicadas pelos altos valores de D/P (> 40%) e I_c (> 55%). O sinal isotópico corresponde a uma vegetação composta predominantemente por plantas C_3 . As datações ^{14}C realizadas nos perfis P2T2, P3T2 e P4T2, correspondem ao Holoceno Superior, com idades entre 2.229 – 2.814 anos cal AP. Esses resultados corroboram com o estudo de Veríssimo et al. (2012), na mesma região geomorfológica. Os autores relatam um aumento na abundância de Cyperaceae, samambaias e dos gêneros arbustivos Baccharis e Croton, o que indicaria condições climáticas mais úmidas e expansão florestal na Serra do Caparaó (ES), por volta de 2.670 anos cal AP.

Esse momento ambiental estaria relacionado à formação do horizonte A enterrado no perfil P2T2 e ao início da acumulação de matéria orgânica na gênese dos Organossolos (P1T2 e P3T2), demonstrando as inter-relações entre os fatores de formação na gênese desses perfis. Apesar da convexidade e declividade da pedoforma, a densa vegetação florestal que se instala em P2T2 leva a uma estabilização da encosta contribuindo para a evolução pedogenética do perfil e formação de um espesso horizonte A. No caso dos Organossolos, além das condições hidromórficas relacionadas às pedoformas côncavas, o estabelecimento de condições climáticas mais frias parece ter contribuído para o início da formação dos depósitos orgânicos que constituem o material de origem na gênese desses perfis. Para Schaefer (2013), Gleissolos e Organossolos em posições elevadas da paisagem indicam a existência uma fase úmida pretérita durante o Holoceno, com extensão do hidromorfismo maior que a atual. Tanto o

encaixamento da drenagem pelo rebaixamento do nível de base nos períodos glaciais, quanto o soerguimento neotectônico podem explicar esse fenômeno.

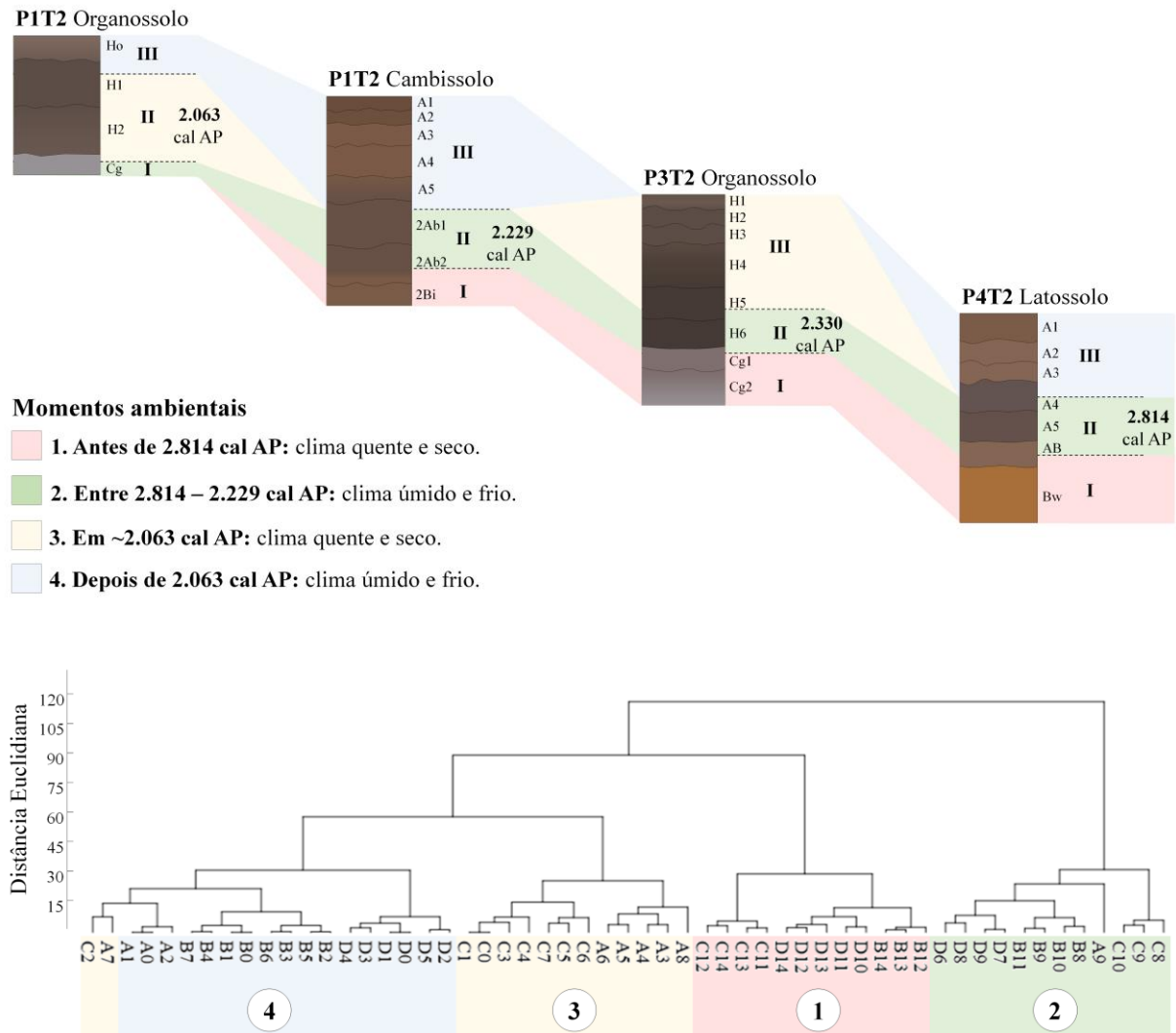


Figura 22. Análise de agrupamento hierárquico e momentos ambientais identificados na topossequência 2 – Castelo – ES.

Momento ambiental III (antes de ~1.837 anos cal AP em T1; em ~2.063 anos cal AP em T2) registra um período de clima quente e seco nas duas áreas de estudo, que teria ocorrido por volta de 1.837 / 2.063 anos cal AP. Corresponde à zona II dos perfis P3T1 e PIT2, e à zona I em P3T2. As assembleias são marcadas pela alta proporção de fitólitos de gramíneas C_4 adaptadas a condições de menor umidade (Chloridoideae), e pela redução na porcentagem de morfotipos de Pooideae, característicos de regiões temperadas, frias e de altas elevações intertropicais, que resultaram em menores valores de I_c (<40%). Os índices fitolíticos e o sinal isotópico indicam uma vegetação mais aberta, com predomínio de plantas C_4 e redução dos componentes arbóreos ($D/P < 30\%$). De acordo com Verissimo et al (2012), na Serra do Caparaó (ES), o Holoceno Superior é caracterizado por uma alternância de vegetações de floresta e campos de altitude.

A maior porcentagem de morfotipos buliformes resultou no aumento do índice de estresse hídrico ($B_i > 30\%$), o que provavelmente está relacionado com as flutuações no lençol freático, com momentos de melhor drenagem nos Organossolos Háplicos da topossequência 2 (PIT2 e P3T2). Com o rebaixamento do lençol permitindo a entrada de oxigênio no sistema, se intensificam os processos de humificação (registrados no aumento do

índice de humificação) e, com isso, a diferenciação dos depósitos orgânicos em horizontes. A vegetação mais florestada registrada na fase anterior também pode ter contribuído para o rebaixamento do lençol, intensificando a pedogênese. A gênese de Organossolos em condições de drenagem impedida é atribuída a uma sequência de processos geogênicos e pedogênicos. Inicialmente, ocorre o processo de terrestrialização com preenchimento de um lago por materiais orgânicos aquáticos e terrestres, como restos de plantas. Posteriormente, ocorre a colonização vegetal desse ambiente com a diferenciação dos depósitos orgânicos em horizontes com propriedades definidas pela pedogênese, pelo processo de paludificação (Payette 2001; Charman 2002).

Condições ambientais mais secas em período semelhante são relatadas em ambiente de turfeira na Serra do Espinhaço Meridional (MG) entre 2.200 – 1.600 anos cal AP (Horak et al., 2015). Os autores apontam a ocorrência de vegetação dominada por formações de Cerrado sob condições secas com possíveis variações de umidade e resfriamento, indicadas por mudanças mais frequentes na estratigrafia de turfa.

Momento ambiental IV (a partir de 1.837 – 1.698 anos cal AP em T1; depois de 2.063 anos cal AP em T2) corresponde a um período de estabelecimento das condições climáticas atuais (Cwb - clima subtropical de altitude, com inverno seco e verão ameno), a partir do Holoceno Superior, corroborando com a síntese em larga escala de Behling (2002) dos paleoclimas brasileiros nas regiões Sul e Sudeste.

Na topossequência 1, inicialmente, é registrado um ambiente de temperaturas mais baixas e maior pluviosidade, o que levou a uma subdivisão desse período. As assembleias apresentam alta porcentagem de morfotipos característicos de regiões temperadas, frias e de altas elevações intertropicais, sobretudo de Pooideae ($I_c > 60\%$). O índice de cobertura arbórea indica uma vegetação florestal mais densa ($D/P > 40\%$) que a atual, associada com gramíneas C_3 , corroborando com os valores isotópicos $\delta^{13}C$. Foram essas condições que permitiram a acumulação de resíduos vegetais em ambiente de drenagem livre, que teria se iniciado por volta de 1.837 – 1.698 anos cal AP. Resultados semelhantes são relatados por Soares et al. (2016) e Silva Neto et al. (2018), na gênese de Organossolos Fólicos no Parque Nacional de Itatiaia (RJ). Em ambientes de clima úmido, frio e de vegetação altomontana, as condições de baixa temperatura favorecem o acúmulo de material orgânico pela redução da atividade biológica. Nesses ambientes, as condições de distrofismo e elevada acidez podem também restringir a transformação da matéria orgânica (Santos et al., 2018).

Do ponto de vista da pedogênese, Organossolos em condições de hidromorfismo são formados pelo processo pedogenético específico de paludização (Waksman, 1942; Simonson, 1959; Buol et al., 1980; Fanning & Fanning, 1989). No Brasil, esses solos têm sido amplamente estudados na região Sudeste (Silva et al., 2004; 2008; 2009a; 2009b; 2011; 2013a; 2013b; 2013c; Campos et al., 2010; 2011; Schellekens, 2014; Horak et al., 2014; 2015; Bispo et al., 2015; 2016; Soares et al., 2016). No caso dos Organossolos Fólicos, isto é, formados restritamente em ambientes de drenagem livre, notadamente são poucos os trabalhos que relatam sua ocorrência. Alguns autores associam sua formação à acumulação de liteira (“*littering*”) (Hart et al., 1962; Buol et al., 1977). No entanto, esse processo ainda não se encontra tão claramente definido em comparação aos que são observados para as outras classes de Organossolos.

No final desse momento ambiental, os registros apontam uma redução da cobertura arbórea ($D/P \sim 30\%$) e condições ligeiramente menos frias ($I_c \sim 45\%$) e mais úmidas ($I_{ph} \sim 20\%$ e $B_i \sim 13\%$). Sob essas condições climáticas (Cwb), a partir do Holoceno Superior, teriam se formado os horizontes A húmicos identificados nas duas topossequências. Esses resultados estão em concordância com estudos realizados na região sudeste sobre a gênese e significado paleoambiental de horizontes A húmicos. Estudos isotópicos ($\delta^{13}C$ e ^{14}C) e fitolíticos realizados por Calegari (2008) indicam que a matéria orgânica de Latossolos com horizonte A húmico na região sudeste, vem sendo incorporada desde o Holoceno Superior.

Marques (2009) aponta que a alta produção de biomassa vegetal e acumulação da matéria orgânica na formação desses horizontes solo poderiam resultar principalmente de mudanças paleoambientais ocorridas durante o Quaternário.

Nos perfis localizados nas partes mais baixas da encosta, a gênese dos horizontes A húmicos também pode ser associada ao transporte e deposição (colúvio) de materiais provenientes de porções sobrejacentes do relevo (Lepsch; Buol, 1986; Silva & Vidal-Torrado, 1999; Silva et al., 2007). Vale ressaltar a importância do remonte biológico promovido pela fauna do solo e da decomposição e migração das substâncias húmicas ao longo do perfil, que também podem ter atuado no espessamento do horizonte A húmico (Boulet et al., 1995; Silva e Vidal-Torrado, 1999; Gouveia & Pessenda, 2000; Calegari, 2008). As idades encontradas na datação da fração húmica por ^{14}C estão de acordo com vários trabalhos da literatura sobre esses solos (Gouveia et al., 1999; Silva e Vidal-Torrado, 1999; Calegari, 2008; Justi et al., 2017).

Os depósitos de encosta, como os colúvios, desenvolvem-se quando ocorre a desestabilização da área, gerando camadas sobrepostas de sedimentos que, em seguida, são afetados pela pedogênese. Estas camadas são importantes recursos para interpretações paleoambientais, já que suas características podem preservar indícios sobre o clima que atuou sobre estes depósitos (Ladeira, 2010). Muitos solos tropicais são típicos por apresentarem profundidades excepcionais e por se desenvolverem sobre materiais de origem pré-intemperizados, consequência de uma longa história pedogeomorfológica (Stoops, 1989), com alternâncias climáticas e ecológicas significativas. Por outro lado, as propriedades dos solos afetam diretamente os mecanismos erosivos e deposicionais atuantes nas vertentes, influenciando na atuação dos processos modeladores da superfície terrestre. Regiões serranas de relevo forte ondulado, submetidas a clima sazonal, como no estado do Espírito Santo, apresentam morfogênese frequentemente mais intensa que a pedogênese (Ab'Saber, 1970; 1977; Resende et al., 1995). Localmente, nas microbacias da região, observam-se encostas dissecadas e ravinadas, com frequentes afloramentos de rochas.

Dessa forma, conclui-se que nas áreas estudadas, as análises dos fitólitos e da composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) da matéria orgânica foram bons marcadores das condições ambientais durante o processo de pedogênese. A identificação das assembleias fitolíticas do solo constituem uma fonte de informação paleoambiental que permite melhor compreensão das relações solo-paisagem. No entanto, deve-se considerar que o solo é um sistema complexo e aberto que evolui no espaço e no tempo, que não deve ser analisado como uma simples sequência sedimentar. Os processos de adição, perda, transformação e translocação devem ser considerados. Os solos são o resultado da interação de fatores e processos operantes nas diferentes paisagens da superfície terrestre, à medida que as paisagens são modificadas, também o são os perfis de solos a elas associados (Ladeira, 2010).

5 CONCLUSÕES

Os solos estudados na região serrana do estado do Espírito Santo são caracterizados principalmente pelos elevados teores de matéria orgânica, devido ao clima frio e úmido, típico dos ambientes altomontanos. As diferenças morfológicas e no estágio de evolução dos solos são condicionadas por variações na topografia. Dessa forma, constata-se que os principais fatores de formação dos solos nesses ambientes são os organismos, o clima e o relevo.

Nas partes mais elevadas da paisagem, em pedoformas convexas e condições de boa drenagem ocorrem Organossolos Fólicos, formados pela espessa acumulação de serapilheira (horizonte O hístico). Em vales encaixados (pedoformas côncavas) com áreas brejosas, acumulam-se resíduos vegetais tanto pelo excesso de água quanto pelas baixas temperaturas, formando Organossolos Háplicos. Nas porções menos elevadas, os solos são mais profundos e bem drenados, representados por Latossolos e Cambissolos com horizontes A espessos, escuros, de elevados estoques de carbono (horizonte A húmico). Assim como os solos das áreas mais elevadas, apresentam elevada acidez e baixa fertilidade relacionada com a alta concentração de ácidos orgânicos e à natureza do material de origem.

Os perfis apresentam variações isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$) em profundidade, que sugerem mudanças na vegetação durante a formação dos solos. De forma geral, da base para o topo dos perfis são observados valores mais empobrecidos indicando um período com predomínio de plantas C_4 (entre -9,0‰ e -17,0‰) seguido por uma fase marcada pela vegetação de ciclo C_3 (entre -22,0‰ e -32,0‰) até o estágio atual, com valores sinalizando a vegetação mista de ciclo C_3 e C_4 , predomínio de plantas C_3 . As idades obtidas pela datação ^{14}C da matéria orgânica (fração humina) nos perfis estudados correspondem ao Quaternário, predominantemente ao Holoceno Superior (últimos 4.250 anos). Os registros mais antigos datam da transição Pleistoceno-Holoceno (11.315 anos cal. BP) e os mais jovens AP zero (Antes do Presente). Sendo assim, idades mais antigas são observadas do topo para a base das encostas.

As assembleias fitolíticas observadas nos primeiros centímetros dos solos (0 – 10 cm) correspondem à assinatura fitolítica da vegetação atual, composta por um mosaico de Floresta Ombrófila Densa Montana/Altomontana intercalada com vegetação herbáceo-arbustiva. As gramíneas (Poaceae), maiores produtoras de fitólitos, são o táxon dominante, sendo as subfamílias Pooideae, Panicoideae, e Chloridoideae as mais representadas nas assembleias fitolíticas. São observados também os morfotipos com significado taxonômico, produzidos por espécies arbóreas e arbustivas (Eudicotiledoneas), Arecaceae e Cyperaceae.

Todos os perfis apresentam elevada abundância de fitólitos com diferentes padrões de concentração em profundidade ao longo da topossequência. As assembleias fósseis de fitólitos preservadas ao longo dos perfis indicam variações no tipo de formação vegetal nos ambientes estudados, permitindo inferências sobre mudanças climáticas na região durante a formação e evolução dos solos.

Os solos estudados passaram por várias fases de pedogênese durante o Quaternário. Em síntese, são identificados 4 momentos ambientais por meio da análise multiproxy:

Momento ambiental I (~antes de 11.315 anos cal AP na topossequência 1; ~antes de 2.814 anos cal AP na topossequência 2) é registrado na base dos perfis. Corresponde a um período mais seco e quente que o atual, que teria ocorrido antes do início do Holoceno, com uma vegetação composta predominantemente por gramíneas C_4 , e uma alta ocorrência de plantas adaptadas às condições ambientais quentes e secas, apontadas pelos índices Iph

(>30%) e Bi (>40%). A alta frequência de fitólitos tafonomizados pode ser relacionada com o predomínio da morfogênese em relação a pedogênese durante esse período.

Momento ambiental II (em ~11.315 anos cal AP na topossequência 1; entre 2.229 e 2.814 anos cal AP na topossequência 2) corresponde aos paleohorizontes enterrados no topossequência 1 (P4T1). O aumento dos índices de cobertura arbórea (D/P > 40%) e climático (Ic > 55%) e os valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$) indicam uma densa vegetação florestal intercalada com gramíneas C_3 adaptadas a condições de clima frio e úmido. Na topossequência 2, é relacionado com a formação do horizonte A enterrado no perfil P2T2 e ao início da acumulação de matéria orgânica na gênese dos Organossolos (P1T2 e P3T2).

Momento ambiental III (antes de ~1.837 anos cal AP na topossequência 1; em ~2.063 anos cal AP na topossequência 2) corresponde a um período de clima quente e seco registrado nas duas áreas de estudo. As assembleias são marcadas pela alta proporção de fitólitos de gramíneas C_4 adaptadas a condições de menor umidade (Chloridoideae). Os índices fitolíticos e o sinal isotópico indicam uma vegetação mais aberta (D/P < 30%), com predomínio de plantas C_4 . O índice de estresse hídrico (Bi > 30%) indica a flutuações no lençol freático, com momentos de melhor drenagem nos Organossolos Hápicos da topossequência 2 (P1T2 e P3T2).

Momento ambiental IV (a partir de 1.837 – 1.698 anos cal AP na topossequência 1; depois de 2.063 anos cal AP na topossequência 2) corresponde a um período de estabelecimento das condições climáticas atuais (Cwb - clima subtropical de altitude, com inverno seco e verão ameno), a partir do Holoceno Superior. Inicialmente, as assembleias apresentam alta porcentagem de morfotipos característicos Pooideae (Ic > 60%). O índice de cobertura arbórea indica uma vegetação florestal mais densa (D/P > 40%), corroborando com os valores isotópicos $\delta^{13}\text{C}$. Foram essas condições que permitiram a acumulação de resíduos vegetais em ambiente de drenagem livre e formação dos Organossolos Fólicos (P1T1 e P3T1). No final desse momento ambiental, os registros apontam uma redução da cobertura arbórea (D/P > 30%) e condições ligeiramente menos frias (Ic > 45%) e mais úmidas (Iph > 20% e Bi > 13%), sob as quais teriam se formado os horizontes A húmicos identificados nas duas topossequências.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'SABER, A.N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos da América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. Instituto de Geografia. Paleoclimas, 3:1-19, 1977.
- AHR, S. W.; NORDT, L.C.; SCHAETZL, R.J. Lithologic discontinuities in soils. International Encyclopedia of Geography: People, the Earth, Environment and Technology: People, the Earth, Environment and Technology, 1:1-8, 2016.
- ALBERT, R.M.; BAMFORD, M.K.; CABANES, D. Palaeoecological significance of palms at Olduvai Gorge, Tanzania, based on phytolith remains. Quaternary International, 193(2):41-48, 2009.
- ALBERT, R.M.; BAMFORD, M.K.; CABANES, D. Taphonomy of phytoliths and macroplants in different soils from Olduvai Gorge (Tanzania) and the application to Plio-Pleistocene palaeoanthropological samples. Quaternary International, 148:78-94, 2006.
- ALBERT, R.M.; BAR-YOSEF, O.; MEIGNEN, L.; WEINER, S. Quantitative phytolith study of hearths from the Natufian and middle palaeolithic levels of Hayonim Cave (Galilee, Israel). Journal of Archaeological Science, 30:461-480, 2003.
- ALBERT, R.M.; LAVI, O.; ESTROFF, L.; WEINER, S.; TSATSKIN, A.; RONEN, A.; LEV-YADUN, S. Mode of occupation of Tabun Cave, Mt Carmel, Israel during the Mousterian Period: a study of the sediments and phytoliths. Journal of Archaeological Science, 26:1249-1260, 1999.
- ALBERT, R.M.; WEINER, S. Study of phytoliths in prehistoric ash layers using a quantitative approach. In: MEUNIER, J.D., COLINE, F. (Eds.), Phytoliths: Applications in Earth Sciences and Human History. A.A. Balkema Publishers, Lisse, p. 251-266, 2001.
- ALBERT, R.M.; WEINER, S. Study of phytolith in prehistoric ash layers from Kebara and Tabun caves using a quantitative approach. In: MEUNIER, J.D.; COLIN, F. (Eds.), Phytolith: Applications in Earth Sciences and Human History. A. A. Balkema Publishers, Lisse, p. 251-266, 2001.
- ALBERT, R.M.; WEINER, S.; BAR-YOSEF, O.; MEIGNEN, L. Phytoliths in the Middle Palaeolithic deposits of Kebara Cave, Mt Carmel, Israel: study of the plant materials used for fuel and other purposes. Journal of Archaeological Science. 27:931-947, 2000.
- ALEMAN, J. C.; CANAL-SUBITANI, S.; FAVIER, C.; BREMOND, L. Influence of the local environment on lacustrine sedimentary phytolith records. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 414:273-283, 2014.
- ALEXANDRE, A.; MEUNIER J.D.; COLIN, F.; KOUD, J.M. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(3):677-682, 1997.
- ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J.D.; MARIOTTI, A., SOUBIES, F. Late Holocene phytolith and carbon isotope record from a latosol at Salitre, south-central Brazil, Quaternary Research, 51:187-194, 1999.
- ANJOS, L. H. A.; EBELING, A.G.; PÉREZ, D.V.; PEREIRA, M.G.; NOVOTNY, E.H. Atributos físicos e matéria orgânica de organossolos háplicos em distintos ambientes no Brasil. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 37:763-774, 2013.
- ANJOS, L.H.C.; JACOMINE, P.K.T.; SANTOS, H.G.; OLIVEIRA, V.A.; OLIVEIRA, J.B. Sistema Brasileiro de Classificação de solos. In: KER, J.C.; CURTI N.; SCHAEFER, C.E.G.R.; VIDAL-TORRADO, P. (Eds.), Pedologia: Fundamentos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 303-343, 2012.
- BARBONI, D.; BREMOND, L.; BONNEFILLE, R. Comparative study of modern phytolith assemblages from inter-tropical Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 246: 454-470, 2007.

- BEHLING, H. 2003. Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland. *Vegetation History Archeobotany*, 12:263–270, 2003.
- BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: Vegetation, climate and fire history. *Journal of Paleolimnology*, 14:253-268, 1995.
- BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: A synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177:19-27, 2002.
- BEHLING, H.; LICHTER, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. San Diego. San Diego. *Quaternary Research*, San Diego, 48:348-358, 1997.
- BEHLING, H.; SAFFORD, H.D. Late-glacial and Holocene vegetation, climate and fire dynamics in the Serra dos Órgãos, Rio de Janeiro State, SE Brazil. *Global Change Biology*, 16:1661-1671, 2010.
- BENITES, V.C.; CAIAFA, A.N.; MENDONÇA, E.S.; SHAEFER, C.E.G.R.; KER, J. C. Solos e vegetação nos complexos rupestres de altitude da Mantiqueira e do Espinhaço. *Floresta e Ambiente*, 10(1):76-85, 2003.
- BENITES, V.M.; SCHAEFER, C.E.G.R.; SIMAS, F.N.B.; SANTOS, H.G. Soils associated with rock outcrops in the Brazilian mountain ranges Mantiqueira and Espinhaço. *Brazilian Journal of Botany*, 30:569-77, 2007.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Considerações a respeito da Evolução das Vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, (16/17):85-116, 1965.
- BISPO, D.F.A.; SILVA, A.C.; MATOSINHOS, C.C.; SILVA, M.L.N.; BARBOSA, M.S.; SILVA, B.P.C.; BARRAL, U.M. Characterization of headwaters peats of the Rio Araçuai, Minas Gerais State, Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 39:475-89, 2015.
- BISPO, D.F.A.; SILVA, A.C.; MATOSINHOS, C.C.; SILVA, M.L.N.; BARBOSA, M.S.; SILVA, B.P.C.; BARRAL, U.M.; FABRIS, J.D. Hydrology and carbon dynamics of tropical peatlands from Southeast Brazil. *Catena*, 143:18-25, 2016.
- BLACKMAN, E.; PARRY, D.W. Opaline silica deposition in rye (*Secale cereale* L.). *Annals of Botany*, 32:199-206, 1968.
- BORBA-ROSCHER, M.; ALEXANDRE, A.; VARAJAO, A.F.D.C.; MEUNIER, J.D.; VARAJAO, C.A.C.; COLIN, F. Phytoliths as indicators of pedogenesis and paleoenvironmental changes in Brazilian cerrado. *Journal of Geochemical Exploration*, 88(1):172-176, 2006.
- BOS, R.H.G.; J. SEVINK. Introduction of gradational and pedomorphic features in descriptions of soils. *Journal of Soil Science*, 26: 223-233, 1975.
- BOULET, R. Toposéquences de sols tropicaux en Haute Volta: équilibres et déséquilibres pédobioclimatiques. *Mémoires Orstom*, 85, p. 272, 1978.
- BOULET, R.; PESSENDA, L.C.R.; TELLES, E.C.C.; MELFI, A.J. Une évaluation de la vitesse de l'accumulation superficielle de matière par la faune du sol à partir de la datation des charbons et de l'humine du sol. Exemple des latosols des versants du lac Campestre, Salitre, Minas Gerais, Brésil. *Comptes Rendus L'academie Science*, 320:287-294, 1995.
- BOUTTON, T.W. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: BOUTTON, T.W., YAMAZAKI, S.I. (Eds.), *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel Dekker, New York, p. 47-82, 1996.
- BOUTTON, T.W.; ARCHER, S.R.; MIDWOOD, A.J.; ZITZER, S.F.; BOL, R. $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem. *Geoderma* 82:5-41, 1998.

- BREEMEN, N.; BUURMAN, P. Soil formation. 2 ed. Dordrecht: Kluwer Academic, p. 404, 2002.
- BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; HÉLY, C.; GUIOT, J. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest-savanna transect in southeastern Cameroon. *Global and Planetary Change*, 45:277-293, 2005a.
- BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; PEYRON, O.; GUIOT, J. Grass water stress estimated from phytoliths in West Africa. *Journal of Biogeography*, 32, 311- 327, 2005b.
- BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; VÉLA, E.; GUIOTA, J. Advantages and disadvantages of phytolith analysis for the reconstruction of Mediterranean vegetation: an assessment based on modern phytolith, pollen and botanical data (Luberon, France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 129(4), 213-228, 2004.
- BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; WOOLLER, M.J.; HÉLY, C.; SCHÄFER, P.A.; MAJULE, A.; GUIOT, J. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. *Global and Planetary Change*, 61:209-224, 2008.
- BREMOND, L.; FAVIER, C.; FICETOLA, G.F.; TOSSOU, M.G.; AKOUÉGNINOU, A.; GIELLY, L.; SALZMANN, U. Five thousand years of tropical lake sediment DNA records from Benin. *Quaternary Science Reviews*, 170:203-211, 2017.
- BROECKER W.S. 2003. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, 300(5625):1519-1522, 2003.
- BROECKER, W.S. Radiocarbon. In: TUREKIAN, K. K.; HOLLAND, H. D. (Eds.), *Treatise on geochemistry*. San Diego: Elsevier, p. 245-260, 2003.
- BROOKINS, D. 1988. Eh–pH Diagrams for Geochemistry. 1 ed. Berlin, SpringerVerlag, p. 183, 1988.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; MC CRACKEN, R.J. Soil genesis and classification. 3 ed. Ames, Iowa State University Press, p. 404, 1980.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; McCRACKEN, R.J.; SOUTHARD, R.J. Soil genesis and classification. 4 ed. Ames, Iowa State University Press, p. 527, 1997.
- BUOL, S.W.; SOUTHARD, R.J.; GRAHAM, R.C; McDANIEL, P.A. Soil genesis and classification. 6 ed. Chichester, Willey-Blackwell, p. 543, 2011.
- BUSO JUNIOR, A.A.; PESSEDA, L.C.R.; DE OLIVEIRA, P.E.; COHEN, M.C.L.; GIANNINI, P.C.F.; SCHIAVO, J.A.; ROSSETTI, D.F.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; OLIVEIRA, S.M.B.; LORENTE F.L.; BOROTTI FILHO, M.A.; BENDASSOLLI, J.A.; SIQUEIRA, J.S. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate dynamics and Amazonian taxa at Atlantic Rainforest – Linhares, ES, southeastern Brazil. *Radiocarbon*, 55:1747-1762, 2013a.
- BUSO JUNIOR, A.A.; PESSEDA, L.C.R.; DE OLIVEIRA, P.E.; GIANNINI, P.C. F.; COHEN, M.C.L.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; OLIVEIRA, S.M.B.; FAVARO, D.I.T.; ROSSETTI, D.F.; LORENTE, F.L.; BOROTTI FILHO, M.A.; SCHIAVO, J.A.; BENDASSOLLI, J.A.; SIQUEIRA, J.S. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuations, southeastern Brazil. *Radiocarbon*, 55:1735-1746, 2013b.
- BUURMAN, P. Classification of paleosols - a comment. *Quaternary International*, 51(7) 17-33, 1998.
- CABANES, D.; BURJACHS, F.; EXPÓSITO, I.; RODRÍGUEZ, A.; ALLUÉ, E.; EUBA, I.; VERGÉS, J.M. Formation processes through archaeobotanical remains: the case of the Bronze Age levels in El Mirador cave, Sierra de Atapuerca, Spain. *Quaternary International*, 193:160-173, 2009.

- CALEGARI, M.R. Ocorrência e significado paleoambiental do horizonte A húmico em latossolos. 259p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição Mineral de Plantas). Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2008.
- CALEGARI, M.R.; MADELLA, M.; BRUSTOLIN, L.T.; PESSEDA, L.C.R.; BUSO, A.A.; FRANCISQUINI, M.; VIDAL-TORRADO, P. Potential of soil phytoliths, organic matter and carbon isotopes for small-scale differentiation of tropical rainforest vegetation: A pilot study from the campos nativos of the Atlantic Forest in Espírito Santo State (Brazil). *Quaternary International*, 437:1-17, 2017.
- CALEGARI, M.R.; MADELLA, M.; BUSO JUNIOR, A.A.; OSTERRIETH, M.; LORENTE, F.L.; PESSEDA, L.C.R. Holocene Vegetation and Climate inferences from Phytoliths and Pollen from Lagoa do Macuco, North Coast of Espírito Santo State (Brazil). *Quaternary and Environmental Geosciences*, 6:41-50, 2015.
- CALEGARI, M.R.; MADELLA, M.; VIDAL-TORRADO, P.; OTERO, X.L.; MACIAS, F.; OSTERRIETH, M. Opal phytolith extraction in oxisols. *Quaternary International*, 287, 56-62, 2013a.
- CALEGARI, M.R.; MADELLA, M.; VIDAL-TORRADO, P.; PESSEDA, L.C.R.; MARQUES, F.A. Combining phytoliths and soil organic matter in Holocene palaeoenvironmental studies of tropical soils: the example of an oxisol in Brazil. *Quaternary International*, 287:47-55, 2013b.
- CAMPBELL, C.A.; PAUL, E.A.; RENNIE, D.A.; McCALLUM, R.J. Applicability of the carbon dating method of analysis to soil humus studies. *Soil Science*, 104:217-224, 1967.
- CAMPOS, A.C., LABOURIAU, L.F.G. Corpos Silicosos de Gramíneas dos Cerrados. II. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 4:143-151, 1969.
- CAMPOS, A.C.; LABOURIAU, L.G. Corpos Silicosos de Gramíneas dos Cerrados – II. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 4:143-151, 1969.
- CAMPOS, J.R.R.; SILVA, A.C.; FERNANDES, J.S.C.; FERREIRA, M.M.; SILVA, D. V. Water retention in a peatland with organic matter in different decomposition stages. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 35:1217-1227, 2011.
- CAMPOS, J.R.R.; SILVA, A.C.; VASCONCELLOS, L.L.; SILVA, D.V.; ROMAO, R.V.; SILVA, E.B.; GRAZZIOTTI, P.H. Pedochronology and development of peat bog in the environmental protection area pau-de-fruta - Diamantina, Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 34:1965-1975, 2010.
- CANELLAS, L.P.; SANTOS, G.A.; AMARAL-SOBRINHO, N.M.B. Reações da matéria orgânica. IN: SANTOS, G.A.; CAMARGO, F.A.O. (Eds.), *Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais*. Gênese, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. p. 69- 90, 1999.
- CASTRO, D.F.; ROSSETTI, D.F.; COHEN, M.C.L.; PESSEDA, L.C.R.; LORENTE, F.L. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. *Diatom Research*, 28:455-466, 2013.
- CATT, J. A. Paleopedology manual. *Quaternary International*, 6:1-95, 1990.
- CHARMAN, D. Peatlands and environmental change. Chichester, John Wiley & Sons Ltd. p. 301, 2002.
- COE H.H.G. Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios/Cabo frio, RJ, durante o Quaternário. 340p. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha). Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.
- COELHO, A.L.N.; GOULART, A.C.O.; BERGAMASCHI, R.B.; TEUBNER J.F.J. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Espírito Santo. Nota Técnica 28. Vitória. Instituto Jones Dos Santos Neves, 144 p. 2012.

- CONLEY, D.J.; SOMMER, M.; MEUNIER, J.D.; KACZOREK, D.; SACCONI, L. Silicon in the terrestrial biogeosphere. In *The Silicon Cycle: Human Perturbations and Impacts on Aquatic Systems*. Island Press, 66:13-28, 2006.
- CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B. The Geologic Evolution of South America During The Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(3):78-88, 1982.
- CREMEENS, D.L.; MOKMA, D.L. Argillic horizon expression and classification in the soils of two Michigan hydrosequences. *Soil Science Society of America Journal*, 50(4):1002-1007, 1986.
- DADALTO, G.G.; FULLIN, E.A. Manual de recomendação de calagem e adubação para o estado do Espírito Santo. 4 ed. Vitória, ES: SEEA/INCAPER, p. 266, 2001.
- DARWIN, C. On the formation of vegetable mould through the action of worms. London, John Murray, 1881.
- DE OLIVEIRA, P.E. A palynological record of Late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil. 244p. Tese. The Ohio State University Columbus, Ohio. 1992.
- DELHON, A.A.; BERGER, J.F.; THIÉBAULT, S.; BROCHIER, J.L.; MEUNIER, J.D. Phytolith assemblages as a promising tool for reconstructing Mediterranean Holocene vegetation, *Quaternary Research*, 59:48-60, 2003.
- DELHON, C. 2007. Phytolith and pedoanthracology analysis of “off-site” Holocene sequences from Mondragon (Middle Rhone Valley, south of France). In: ZURRO, D. MADELLA, M. (Eds.), *Recent Studies in Phytolith Analysis*, Oxbow Books, Plants People and Places, p. 175-188, 2007.
- DELHON, C. Anthropisation et paléoclimats du Tardiglaciaire à l’Holocène en moyenne vallée du Rhône: études pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pédo-anthracologiques de séquences naturelles et de sites archéologiques. 244p. Tese. Université de Paris; Paris. 2005.
- DELHON, C. Anthropisation et paleoclimats du Tardiglaciaire k l’Holocene en moyenne vallee du Rhone: estudes pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pedo-anthracologiques de sequences naturelles et de sites archeologiques. 262p. Tese. Universite Paris, Paris. 2005.
- DIESTER-HAAS, L.; SCHRADER, H.J.; THIEDE, J. Sedimentological and paleoclimatologica investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North-West Africa. *Meteor Forsch-Ergebnisse*, 16:19-66, 1973.
- DOKUCHAEV, V.V. The Russian Chernozem Report to the Free Economic Society. Imperial University of St. Petersburg, St. Petersburg, Russia, 1883.
- DUCHAUFOR, P. *Pedology*. Winchester, MA, Allen and Unwin, p. 504, 1982.
- EBELING, A.G.; ANJOS, L.H.C.; PÉREZ, D.V.; PEREIRA, M.G.; VALLADARES, G.S. Relação entre acidez e outros atributos químicos em solos com teores elevados de matéria orgânica. *Bragantia*, 67:261-271, 2008.
- EBELING, A.G.; ANJOS, L.H.C.; PÉREZ, D.V.; PEREIRA, M.G.; GOMES, F.W.F. Atributos químicos, carbono orgânico e substâncias húmicas em Organossolos Háplicos de várias regiões do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 35:325-336, 2011.
- EPSTEIN E. Silicon in plants: Facts vs. Concepts. In: DATNOFF L.E., SNYDER, G.H., KORNDÖRFER G.H. (Eds.). *Silicon in Agriculture*. Elsevier, Amsterdam, p. 1-15, 2001.
- EPSTEIN, E. Silicon. *Annual review of plant biology*, 50:641-664, 1999.
- EPSTEIN, E. The anomaly of silicon in plant biology. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 91:11-17, 1994.

- ERLANK, A.J.; SMITH, H.S.; MARCHANT, J.W.; CARDOSO, M.P.; AHRENS, L.H. Zirconium. In: WEDEPOHL, K.H. (Ed.), Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, p. 102-143, 1978.
- FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B. Soil Morphology, Genesis, and Classification. New York, John Wiley, p. 544, 1989.
- FARQUHAR, G.D.; EHLERINGER, J.R.; HUBICK, K.T. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology, Palo Alto, 40:503-537, 1989.
- FONTANA, A.; SOARES, P.F.; ANJOS, L.H.C.; VALLADARES, G.S. Solos com altos teores de matéria orgânica. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (Eds.), Manual de métodos de análise de solo. Brasília: Embrapa, p. 426-437, 2017.
- FRANÇA, M.C.; ALVES, I.C.C.; CASTRO, D.F.; COHEN, M.; ROSSETTI, C.L.; DILCE, F.; PESSENDA, L.C.R.; LORENTE, F.L.; FONTES, N.A.; BUSO JUNIOR, A.A.; GIANNINI, P.C.F.; FRANCISQUINI, M.I. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. Catena, 128:155-166, 2015.
- FRANCA, M.C.; ALVES, I.C.C.; COHEN, M.C.; ROSSETTI, D.F.; PESSENDA, L.C.R.; GIANNINI, P. C.; LORENTE, F.L.; BUSO JUNIOR, A.A.; BENDASSOLLI, J.A.; MACARIO, K. Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. Holocene, 26:1733-1749, 2016.
- FRANÇA, M.C.; COHEN, M.C.L.; PESSENDA, L.C.R.; ROSSETTI, D.F.; LORENTE, F.L.; BUSO JUNIOR, A.A.; GUIMARÃES, J.T.F.; FRIAES, Y.; MACARIO, K. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, Southeastern Brazil. Catena, 110:59-69, 2013.
- GERARD, F.; MAYER, K.U.; HODSON, M.J.; RANGER, J. Modelling the biogeochemical cycle of silicon in soils: Application to a temperate forest ecosystem. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72:741-758, 2008.
- GERASIMOV, I.P. Elementary soil forming processes as the base for genetic soil diagnostics. Pochvovedeniye, 5:133-151, 1973.
- GOBAT, J.M.; ARAGNO, M.; MATTHEY, W. Le sol vivant: bases de pédologie, biologie des sols. PUR Presses polytechniques, Paris. p. 251, 2010.
- GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R. 2000. Datation par le ^{14}C de charbons inclus dans le sol pour l'étude du rôle de la remontée biologique de matière et du colluvionnement dans la formation de latosols de l'état de São Paulo, Brésil. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 330 (2):133-138, 2000.
- GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; SCHEEL-YBERT, R.; BENDASSOLI, J.A.; RIBEIRO, A.S.; FREITAS, H.A. Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. Global Planetary Change, 33: 95-106, 1999.
- GRIMM, E.C. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. Computers & Geosciences, 13:13-35, 1987.
- HART, G.; LEONARD, R.E.; R.S. PIERCE. Leaf fall, humus depth, and soil frost in a northern hardwood forest. US Forest Service Research, Note NE-131, p. 12, 1962.
- HAYWARD, D.M.; PARRY, D.W. Electron-probe microanalysis studies of silica deposition in barley (*Hordeum sativum* L.). Annual Botany, 37:579-591, 1973.

- HOLE, F.D. A classification of pedoturbations and some other processes and factors of soil formation in relation to isotropism and anisotropism. *Soil Science*, 91:375–377, 1961.
- HORAK, I.; VIDAL-TORRADO, P.; SILVA, A. C.; PESSEDA, L. C. R. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Southern Espinhaço (Brazil). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 35:41-52, 2011.
- HORAK, I.; VIDAL-TORRADO, P.; SILVA, A.C.; CAMARGO, P.B.; CORTIZAS, A.M. Characterization of properties and main processes related to the genesis and evolution of tropical mountain mires from Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brazil. *Geoderma*, 234:183-197, 2014.
- HORAK-TERRA, I.; MARTÍNEZ-CORTIZAS, A.; LUZ, C.F.P; RIVAS-LÓPEZ, P.; SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P. Holocene climate change in central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 437:117-131, 2015.
- IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). 1983. Folhas SF. 23/24. Rio de Janeiro/Vitória: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Projeto Radambrasil, Rio de Janeiro.
- IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Mapa de vegetação do Brasil. Rio de Janeiro, IBGE. 2004. Disponível em: <http://mapas.ibge.gov.br/vegetação>. Acesso em Junho de 2011.
- IBRAHIM, M.A.; LAL, R. Soil Carbon and Silicon Pools across a Drained Catena in Central Ohio, USA. *Soil Horizons*, 55(5):12-21, 2014a.
- IBRAHIM, M.A.; LAL, R. Soil carbon and silicon pools across an un-drained toposequence in central Ohio. *Catena*, 120, 57–63, 2014b.
- INCAPER - Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural. 2017. Disponível em <https://incaper.es.gov.br/>. Acesso em Janeiro de 2018.
- IUSS WORKING GROUP WRB. World reference base for soil resources. 3rd ed. FAO, Rome, 2014.181p. (World Soil Resources Reports No. 106.)
- JANZEN, H. Henry. The soil remembers. *Soil Science Society of America Journal*, v. 80, n. 6, p. 1429-1432, 2016.
- JENNY, H. Factors of Soil Formation: A system of quantitative pedology. McGraw-Hill, New York. p.144, 1941.
- JENNY, H. The soil resource. Origin and behavior. New York, Springer-Verlag. p. 214, 1980.
- JOHNSON, D.L. Biomantle evolution and the redistribution of earth materials and artifacts. *Soil Science*, 149:84-102, 1990.
- JORDY FILHO, A. Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. Estudo fitogeográfico. In: IBGE. Folha SE. 24 Rio Doce: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro. p. 553-624, 1987.
- JUGGINS, S. C2 Version 1.5 User Guide. Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation. Newcastle University, Newcastle upon Tyne, UK, p. 73, 2007.
- JUSTI, M.; SCHELLEKENS, J.; CAMARGO, P.B.; VIDAL-TORRADO, P. Long-term degradation effect on the molecular composition of black carbon in Brazilian Cerrado soils. *Organic Geochemistry*, 314:196-209, 2017.
- KABATA-PENDIAS, A.; PENDIAS, H. Trace Elements in Soils and Plants, 2 ed. CRC Press, Boca Raton. p. 206, 1992.

- KAMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: KER, J.C.; CURI N.; SCHAEFER, C.E.G.R.; VIDAL-TORRADO, P. (Eds.), *Pedologia: Fundamentos*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 207-302, 2012.
- KAMPF, N.; CURI, N. Óxidos de ferro: Indicadores de ambientes pedogênicos. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ V., V. H.; SCHAEFER, C.E.G.R. *Tópicos em ciência do solo*, Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 107-138, 2000.
- KAMPF, N.; KLAMT, E. Mineralogia e Gênese de Latossolos (Oxisols) e Solos Podzólicos da Região Nordeste do Planalto Sul-Riograndense. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 2:68-73, 1978.
- KARKANAS, P.; RIGAUD, J.P.; SIMEK, J.F.; ALBERT, R.M.; WEINER, S. Ash bones and guano: a study of the minerals and phytoliths in the sediments of Grotte-XVI, Dordogne, France. *Journal of Archaeological Science*, 29:721-732, 2002.
- KELLY, E.; CHADWICK, O.; HILINSKI, T. The effect of plants on mineral weathering. *Biogeochemistry*, 42:21-53, 1998.
- KONDO, R.; CHILDS, C.; ATKINSON, I. Opal phytoliths of New Zealand. Manaaki Whenua Press, Canterbury. p. 85, 1994.
- KRASILNIKOV, P.; GARCÍA CALDERÓN, N. A WRB bases buried paleosol classification. *Quaternary International*, 157:176-188, 2006.
- LADEIRA, F.S.B. Soils of the past: origin and identity. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 34(6):1773-1786, 2010.
- LEDRU, M.P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, 39:90-98, 1993.
- LEDRU, M.P.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; LORSCHREITER, M.L. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P. *Journal Palaeobotany Palynology*, 99:131-142, 1998.
- LEHMANN, J.; KLEBER, M. The contentious nature of soil organic matter. *Nature*, 528(7580):1-60, 2015.
- LEPSCH, I. F. 19 lições de Pedologia. Oficina de Textos, São Paulo. p. 544, 2011.
- LEPSCH, I. F.; BUOL, S. W. Oxisol-landscape relationship in Brazil. In: *International Soil Classification Work Shop*, 13, Campinas. Part1: papers. Campinas: SNLCS/EMBRAPA, USA, University of Puerto Rico, p. 174-189, 1986.
- LIANG, T. K.; NUNES, L. R.; TSUCHIYA, M.; ABEDIN, K. S.; MIYAZAKI, T.; VAN THOURHOUT, D.; TSANG, H. K. High speed logic gate using two-photon absorption in silicone. *Optics Communications*, 265:171-174, 2006.
- LIBBY, W.F.; ANDERSON, E.C.; ARNOLD, J.R. Age determination by radiocarbon content: world wide assay of natural radiocarbon. *Science* 109: 227–228, 1949.
- LIMA, C.C.U.; VILAS BOAS, G.S.; BEZERRA, F.H.R. Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia, Brasil. *Geologia-USP*, 6:71-80, 2006.
- LIRA, P.S.; VIEIRA, C.C. Instituto Jones dos Santos Neves Demografia e urbanização: o Espírito Santo no censo. Vitória, ES, p. 39, 2011.
- LORENTE, F.L. Caracterização paleoambiental de depósitos quaternários da costa norte do estado do Espírito Santo (ES-Brasil): uma abordagem interdisciplinar. 215p. Tese (Doutorado em Ciências). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.
- LORENTE, F.L.; PESSENDA, L.C.R.; CALEGARI, M.R.; COHEN, M.C.L.; ROSSETTI, D.; GIANNINI, P.C.F.; BUSO JUNIOR, A.A.; CASTRO, D.F.; FRANÇA, M.C.; BENDASSOLLI, J.A.; MACARIO, K. Fitólitos como indicadores de mudanças ambientais

- durante o Holoceno na costa norte do estado do Espírito Santo (Brasil). *Quaternary and Environmental Geosciences*, 6:26-40, 2015.
- LORENTE, F.L.; PESSEDA, L.C.R.; OBOH-IKUENOBE, F.; BUSO JUNIOR, A.A.; COHEN, M.C.L.; MEYER, K.E.B.; GIANNINI, P.C.F.; DE OLIVEIRA, P.E.; ROSSETTI, D.F.; BOROTTI FILHO, M.A.; FRANÇA, M.C.; CASTRO, D.F.; BENDASSOLLI, J.A.; MACARIO, K. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): Depositional settings and palaeoenvironmental evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415:69-82, 2014.
- LORENTE, F.L.; PESSEDA, L.C.R.; OBOH-IKUENOBE, F.; BUSO JUNIOR, A.A.; COHEN, M.C.L.; MEYER, K.E.B.; GIANNINI, P.C.F.; DE OLIVEIRA, P.E.; ROSSETTI, D.F.; BOROTTI FILHO, M.A.; FRANÇA, M.C.; CASTRO, D.F.; BENDASSOLLI, J.A.; MACARIO, K. An 11,000-year record of depositional environmental change based upon particulate organic matter and stable isotopes (C and N) in a lake sediment in southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 84:373-384, 2018.
- LOWENSTAM, H.A. Minerals formed by organisms. *Science*, 211(4487):1126-1131, 1981.
- LU, H.Y.; LIU, K.B. Phytolith indicators of hurricane overwash and coastal environmental changes. Abstract of the 97th Annual Meeting of the Association of American Geographers, New York. 13p., 2001.
- LYNN, W.C.; MCKINZIE, W.E.; GROSSMAN, R.B. Field laboratory tests for characterization of Histosols. In: STELLY, M. (Ed.). *Histosols: their characteristics, classification and use* (SSSA special publication series, 6). Madison: Soil Science Society of America, p. 11-20, 1974.
- MA, J.F.; MIYAKE, Y.; TAKAHASHI, E. Silicon as beneficial element for crop plant. In: DATNOFF, M. E.; KORNDÖRFER, G. H.; SNYDER, G. (Eds.), *Silicon in Agriculture*. New York. Elsevier science, p. 17-39, 2001.
- MACIAS, F. & CHESWORTH, W. Weathering in humid regions, with emphasis on igneous rocks and their metamorphic equivalents. In: MARTINI, I.P. & CHESWORTH, W. (Eds.), *Weathering, soils and Paleosols*. Amsterdam, Elsevier Science Publishers, p.283-305, 1992.
- MADELLA, M., JONES, M.K., ECHLIN, P., POWERS-JONES, A., MOORE, M. Plant water availability and analytical microscopy of phytoliths: implications for ancient irrigation in arid zones. *Quaternary International*, 193(1-2):32-40, 2009.
- MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. *Annals of Botany*, Oxford, 96(2):253-260, 2005.
- MADELLA, M.; LANCELOTTI, C. Taphonomy and phytoliths: A user manual. *Quaternary International*, 275:76-83, 2012.
- MARQUES F.A. Matéria orgânica de Latossolos com horizonte A húmico. 251p. Tese. (Doutorado em Solos e Nutrição Mineral de Plantas). Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.
- MEIRELLES, J., GOLDENBERG, R. Melastomataceae in the " Parque Estadual do Forno Grande", Espírito Santo, Brazil. *Rodriguésia*, 63(4):831-855, 2012
- MELLO, C.L. Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas Implicações na Evolução de um Sistema de Lagos. 275p. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.
- MESSAGER, E., LORDKIPANIDZE, D., DELHON, C., FERRING, C. R. Palaeoecological implications of the Lower Pleistocene phytolith record from the Dmanisi Site (Georgia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 288(1-4):1-13, 2010

- MEYERS, P. A. preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114:289-302, 1994.
- MILNE, G. Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils. *Londres, Soil Research*, 4(2):183-98, 1934.
- MILNES, A.R.; FITZPATRICK, R.W. Titanium and zirconium minerals. In: DIXON, J.B., WEED, S.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environment*, 2 ed. Soil Science Society America, Madison, WI, p. 1131-1205, 1989.
- MOURA, J.R.S. MELLO, C.L. Classificação aloestratigráfica do Quaternário superior na região de Bananal (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, 21(3):236-254, 1991.
- MOURA, J.R.S.; PEIXOTO, M. N. O.; SILVA, T. M. Geometria do relevo e estratigrafia do quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro – médio vale do rio Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*. v.21, n. 3, p.255-265. 1991.
- MUGGLER, C.C. BUURMAN, P. Erosion, sedimentation and pedogenesis in a polygenetic oxisol sequence in Minas Gerais. *Catena*, 41:3-17, 2000.
- MUGGLER, C.C. Polygenetic Oxisols on Tertiary surfaces, Minas Gerais, Brazil Soil genesis and landscape development. 185 p. Tese (PhD). The Netherlands: Wageningen Agricultural University, Wageningen, 1998.
- MULHOLLAND, S.C. Phytoliths shape frequencies in North Dakota grasses: a comparison to general patterns. *Journal of Archaeological Science*, 16:489-511, 1989.
- MULHOLLAND, S.C.; RAPP, JUNIOR. G. Phytolith Systematics. *Emerging Issues, Advances in Archeological and Museum Science*. Plenum Press, Berlim. p.350, 1992.
- NAKASHIMA, P. Estudo das formações superficiais na área de Campinas - Viracopos (SP): suas relações com a evolução geomorfológica e os solos. 149p. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). Universidade de São Paulo, São Paulo, 1973.
- NAVE, C. R. Hypersphysics. Atlanta: Georgia State University, 2006. Disponível em: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html>. Acesso em: 27 mar. 2010.
- NOVAES FILHO, J.P., COUTO, E.G., RODRIGUES, L.C.M., CHIG, L.A., JOHNSON, M.S. Lithological discontinuity of granite regolith in a small watershed in the amazon forest, in juruena, mato grosso. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 36(2):317-324, 2012.
- NUNES, F.C.; SILVA, E.F.; VILAS-BOAS, G.S. Grupo Barreiras: características, gênese e evidências de neotectonismo. Rio de Janeiro: Embrapa Solos. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento), 31 p., 2011.
- OKUNO, E.; CALDAS, I. L.; CHOW, C. Física para ciências biológicas e biomédicas. São Paulo: Harbra, 43 p., 1986.
- OLIVEIRA, J.B. Solos do Estado de São Paulo: Descrição das classes registradas no mapa pedológico. Campinas, Instituto Agrônomo, 1999. 108p.
- OSTERRIETH, M.; MADELLA, M.; ZURRO, D.; ALVAREZ, M. F. Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. *Quaternary International*, 193:70-79, 2009.
- PAYETTE, S. Les principaux types de tourbières. In: PAYETTE, S.; ROCHEFORT, L. (Eds.), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Presses de l'Université Laval, Sainte-Foy, Québec, Canada, p. 39–89, 2001.
- PEARSALL, D.M. *Paleoethnobotany: A Handbook of Procedures*. Left Coast Press, Berlim. 544p, 2016.
- PÉREZ, D.V.; ANJOS, L.H.C; EBELING, A.G.; PEREIRA, M.G. Comparison of H/Al stoichiometry of mineral and organic soils in Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 33:1071-1076, 2009.

- PESSEDA, L.C.R. The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. *Radiocarbon*, 38:191-201, 1996.
- PESSEDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; MELFI, A.J.; BOULET, R. 1996. The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. *Radiocarbon*, 38(2):191-201, 1996.
- PESSEDA, L.C.R.; BUSO JUNIOR, A.A.; GOUVEIA, S.E.M.; LORENTE, F.L.; FRANCISQUINI, M.I. Estudos Interdisciplinares na Reconstrução Milenar da Dinâmica Climática, da Vegetação e Marinha - Série Didática. CENA/USP, Piracicaba. 144p., 2015.
- PESSEDA, L.C.R.; BUSO JUNIOR, A.A.; GOUVEIA, S.E.M.; LORENTE, F.L.; FRANCISQUINI, M.I. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. *The Holocene*, Thousand Oaks, 15(6):814-822, 2005.
- PESSEDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R. Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with ^{14}C ages of fossil charcoal. *Radiocarbon*, 43(2B):595-601, 2001.
- PESSEDA, L.C.R.; LEDRU, M.P., GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A.S.; BENDASSOLI, J.A.; BOULET, R. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotopes records. *Holocene*, 15(6):814-822, 2005.
- PESSEDA, L.C.R.; RIBEIRO, A.S.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; BENDASSOLI, J.A. Vegetation dynamics during the Late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão state, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, 62:183-193, 2004.
- PESSEDA, L.C.R.; SAIA, S.E.M.G; GOUVEIA, S.E.M.; LEDRU, M.P.; SIFFEDINE, A.; AMARAL, P.G.C.; BENDASSOLLI, J.A. Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic Forest, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82:717-729, 2010.
- PHILLIPS, J.D.; LORZ, C. Origins and Implications of Soil Layering. *Earth-Science Reviews*, 89(3):144-155, 2008.
- PIPERNO, D.R. *Phytolith Analysis: an Archeological and Geological Perspective*. Academic Press, San Diego. p. 280, 1988.
- PIPERNO, D.R. *Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists*. Lanham MD - AltaMira Press, San Diego. p. 238, 2006.
- PIPERNO, D.R.; BECKER, P. Vegetational history of a site in the central Amazon basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils. *Quaternary research*, 45(2):202-209, 1996.
- QUEIROZ NETO, J.P. Análise estrutural da cobertura pedológica: uma experiência de ensino e pesquisa. *Revista do Departamento de Geografia*, 15:77-90, 2011.
- QUEIROZ NETO, J.P. Relações entre as vertentes e os solos: revisão de conceitos. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 12:1-17, 2012.
- QUEIROZ NETO, J.P.; CASTRO, S.S. Formações Superficiais e Latossolos VermelhoAmarelo Húmico na Área de Bragança Paulista. Estado de São Paulo, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia 18, Porto Alegre. Anais. Porto Alegre: SBG, p.65-83, 1974.
- REIMER, P.J.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J.W.; BLACKWELL, P.G.; BRONK-RAMSEY, C.; BUCK, C.E.; CHENG, H.; EDWARDS, R.L.; FRIEDRICH, M.; GROOTES, P.M.; GUILDERSON, T.P.; HAFLIDASON, H.; HAJDAS, I.; HATTÉ, C.; HEATON, T.J.; HOFFMAN, D.L.; HOGG, A.G.; HUGHEN, K.A.; KAISER, K.F.; KROMER, B.; MANNING, S.W.; NIU, M.; REIMER, R.W.; RICHARDS, D.A.; SCOTT, E.M.;

- SOUTHON, J.R.; STAFF, R.A.; TURNEY, C.S.M.; VAN DER PLICHT, J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55:1869-1887, 2013.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B.; CORRÊA, G.F. *Pedologia: Base para distinção de ambientes*. Viçosa, MG, NEPUT, p. 304, 1995.
- RESENDE, M.; SANTANA, D. P. Uso das relações Ki e Kr na estimativa da mineralogia para classificação dos Latossolos. In: *Reunião de Classificação, Correlação de Solos e Interpretação de Aptidão Agrícola*, 1988, Rio de Janeiro. EMBRAPA, SNLCS: SBCS, p. 225-232, 1988.
- RETALLACK, G.J. Field recognition of paleosols. *Geological Society of America, Special Paper*, 216:1-20, 1988.
- RETALLACK, G.J. *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. 2 ed. Unwin Hyman, London. p. 520, 2001.
- REUTER, G. A logical system of paleopedological terms. *Catena*, 41:93-109, 2000.
- RITZ, K.; YOUNG, I. *The Architecture and Biology of Soils: Life in Inner Space*. CABI, Wallingford. p. 212, 2011.
- RODE, A.A. Soil forming process and evolution of soils. *OGIZ, Moscow, OGIZ*. p. 92 1947.
- RUHE, R. V. 1969. *Quaternary Landscapes in Iowa*. Ames, IA, Iowa State University Press.
- RUHE, R. V. Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil Science*. Baltimore, v.82, p.441-445, 1956.
- RUHE, R.V. Quaternary paleopedology. In H. E. Wright and D. G. Frey (Eds.) *Quaternary of the United States*. Princeton, NJ, Princeton University Press, p. 755-764, 1965.
- RUNGE, E.C.A. Soil development sequences and energy models. *Soil Science*, 115:183-193, 1973.
- RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in central Africa - quantities, shapes, classification, and spectra. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 107(2):23-53, 1999.
- SAADI, A. Neotênica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, 1:1-15, 1993.
- SAIA, S.E.M.G. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do Estado de São Paulo)*. 119p. Tese (Doutorado em Ciências). Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2006.
- SANTOS, H.G.; JACOMINE, P.K.T.; ANJOS, L.H.C.; OLIVEIRA, V.A.; LUMBRERAS, J.F.; COELHO, M.R.; ALMEIDA, J.A.; CUNHA, T.J.F.; OLIVEIRA, J. B. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, p. 590, 2018.
- SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 7ª ed. revisada e ampliada, Viçosa. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. p. 100, 2015.
- SCARDUA, F. P. *Plano de Manejo do Parque Estadual do Forno Grande*. MRS Estudos Ambientais Ltda. p. 392, 2000.
- SCHAEFER, C.E.G.R. Bases Físicas da Paisagem Brasileira: Estrutura Geológica, Relevo e Solos. *Tópicos em Ciência do Solo*, 8:221-278, 2013.
- SCHAEFER, C.E.G.R.; SÁ e MELO MARQUES, A.F. & CAMPOS, J.C.F. *Origens da pedologia do Brasil: Resenha histórica*. *Geonomos*, 5:1-15, 1997.
- SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. *Soils: genesis and geomorphology*. Cambridge; Cambridge University Press, p. 817, 2005.
- SCHAETZL, R.J., Lithologic discontinuities in some soils on drumlins. Theory, detection, and application. *Soil Science*, 163:570-590, 1998.

- SCHELLEKENS, J.; HORAK, I.; BUURMAN, P.; SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P. Holocene vegetation and fire dynamics in central-eastern Brazil: Molecular records from the Pau de Fruta peatland. *Organic Geochemistry*, 77:32-42, 2014.
- SCHIEGL, S.; GOLDBERG, P.; BARYOSEF, O.; WEINER, S. Ash deposits in Hayonim and Kebara caves, Israel: macroscopic, microscopic and mineralogical observations, and their archaeological implications. *Journal of Archaeological Science*, 23:763-781, 1996.
- SENDULSKY T.S.; LABOURIAU L.G. Corpos silicosos de gramíneas dos cerrados. I. In: Simpósio sobre Cerrado. Anais, Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, RJ. 12p., 1966.
- SEPLAN - Secretaria de Estado do Planejamento do Espírito Santo: uma regionalização do Estado, das microrregiões e dos municípios. Governador do Estado do Espírito Santo, p. 101, 1999.
- SILVA NETO, E. C. Fitólitos como registros paleoambientais em solos de ambientes altomontanos no estado do Espírito Santo. [Dissertação] Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2018.
- Silva Neto, E.C. Dinâmica e significado paleoambiental da ocorrência de fitólitos em Espodosolos no Estado do Rio de Janeiro. 66p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Agronomia). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 2015.
- SILVA NETO, E.C.; CALEGARI, M.R.; PEREIRA, M.G.; MARANHÃO, D.D.C.; SCHIAVO, J.A.; FONTANA, A.; FERNANDES, J.C.F. Phytoliths as indicators of pedogenesis and paleoenvironmental changes in Spodosols of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Science of the Total Environment*, 636:1070-1080, 2018.
- SILVA NETO, E.S.; SANTOS, J.J.S.; PEREIRA, M.G.; MARANHÃO, D.D.C.; BARROS, F.D.C.; ANJOS, L.H.C. Paleoenvironmental Characterization of a High-Mountain Environment in the Atlantic Forest in Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 42:1-17, 2018.
- SILVA, A. C.; Horak, I.; Vidal-Torrado, P.; Pessenda, L.C.R. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Espinhaço Meridional (Brazil). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 35:41-52, 2011.
- SILVA, A. C.; VIDAL TORRADO, P. Gênese dos Latossolos Húmicos e sua relação com a evolução da paisagem numa área cratônica do sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 23:329-341, 1999.
- SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P.; MARTINEZ-CORTIZAS, A.; RODEJA, E. GARCIA. Solos do topo da Serra São José (Minas Gerais) e suas relações com o paleoclima no Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 28(3):455-466, 2004.
- SILVA, A.C.; HORAK, I.; CORTIZAS, A.M.; VIDAL-TORRADO, P.; RACEDO, J.R.; GRAZZIOTTI, P.H.; SILVA, E.B.; FERREIRA, C.A. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional - MG: I - Caracterização e Classificação. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 33:1385-1398, 2009.
- SILVA, A.C.; HORAK, I.; VIDAL-TORRADO, P.; CORTIZAS, A.M.; RACEDO, J.R.; CAMPOS, J.R.R. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional - MG: II - influência da drenagem na composição elementar e substâncias húmicas. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 33:1399-1408, 2009.
- SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P.; PEREZ, M.G.; MARTIN NETO, L.; MACIAS-VAZQUEZ, F. Relações entre matéria orgânica do solo e declividade de vertentes em topossequência de Latossolos do Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31:1059-1068, 2007.

- SILVA, E. V.; SILVA, A.C.; PEREIRA, R.C.; CAMARGO, P.B.; SILVA, B.P.C.; BARRAL, U.M.; MENDONÇA FILHO, C.V. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical: I - composição florística, fitomassa e acúmulo de carbono. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 37:21-133, 2013.
- SILVA, E.B.; SILVA, A.C.; GRAZZIOTTI, P.H.; FARNEZI, M.M.M.; FERREIRA, C.A.; COSTA, H.A.O.; HORAK, I. Comparação de métodos para estimar a acidez potencial mediante determinação do pH SMP em Organossolos da Serra do Espinhaço Meridional. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 32:2007-2013, 2008.
- SILVA, M.L.; SILVA, A.C.; SILVA, B.P.C.; BARRAL, U.M.; SOARES, P.G.S.; VIDAL-TORRADO, P. Surface mapping, organic matter and water stocks in peatlands of the Serra do Espinhaço meridional - Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 37:1149-1157, 2013.
- SIMAS, F.N.B.; SCHAEFER, C.E.G.R.; FERNANDES, E.I.; CHAGAS, A.C.; BRANDÃO, P.C. Chemistry, mineralogy and micropedology of highland soils on crystalline rocks of Serra da Mantiqueira, southeastern Brazil. *Geoderma*, 125:187-201, 2005.
- SIMONELLI, M.; FRAGA, C.N. Espécies da flora ameaçadas de extinção no estado do Espírito Santo. Ipema, Vitória. p. 144, 2007.
- SIMONSON, R. W. Concept of soil. *Advances in Agronomy*, 20:1-47, 1968.
- SIMONSON, R.W. Outline of a generalized theory of soil genesis. *Soil Science Society America*, 23:152-156, 1959.
- SOARES, P.F.C.; ANJOS, L.H.C.; PEREIRA, M.G.; PESSENDA, L.C.R. Histosols in an upper montane environment in the Itatiaia Plateau. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 40:1-16, 2016.
- SOARES, P.F.C.; ANJOS, L.H.C.; ZUCHELLO, F.; PEREIRA, M.G.; OLIVEIRA, A.P.P. Soil attributes and c and n variation in histosols under different agricultural usages in the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Bioscience Journal*, 31:1349-1362, 2015.
- SOIL SURVEY STAFF. Keys to soil taxonomy. 12 ed. USDA-NRCS, Washington, DC. p. 360, 2014.
- SOKOLOV, I.A. Paradigm of pedology from Dokuchaev to the present day. *Eurasian Soil Science*, 29:222-231, 1996.
- SOMMER, M.; KACZOREK, D.; KUZYAKOV, Y.; BREUER, J. Silicon pools and fluxes in soils and landscapes— a review. *Journal Plant Nutrition Soil Science*, 169:310-329, 2006.
- STOOPS, G. Relict properties in soils of humid tropical regions with special reference to Central Africa. *Catena*, 16:95-106, 1989.
- STRECK, E.V.; KAMPF, N.; DALMOLIN, R.S.D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P.C. & SCHNETDER, P. Solos do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. p. 127, 2002.
- STROMBERG, C.A.; WERDELIN, L.; FRIIS, E.M.; SARAÇ, G. The spread of grass-dominated habitats in Turkey and surrounding areas during the Cenozoic: phytolith evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250(4):18-49, 2007.
- STROMBERG, C.A.E. Using phytolith assemblages to reconstruct the origin and spread of grass-dominated habitats in the great plains of North America during the late Eocene to early Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 207:239-275, 2004.
- SUGDEN, A.; STONE, R.; ASH, C. Ecology in the underworld – introduction. *Science* 304:1613-1626, 2004.
- SUGUIO, K. Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais. Oficina de Textos, São Paulo. p. 551, 2010.

- TABOADA, T.; CORTIZAS, A.M.; GARCIA, C.; RODEJA, E.G. Particle-Size Fractionation of Titanium and Zirconium during Weathering and Pedogenesis of Granitic Rocks in NW Spain. *Geoderma*, 131(2):218–236, 2006.
- TAKAHASHI, E.; MA, J.F.; MIYAKE, Y. The possibility of silicon as an essential element for higher plants. *Comments in Agriculture and Food Chemistry*, 2:99-122, 1990.
- TARGULIAN, V.O.; ARNOLD, R.W.; Miller, B.A.; Brevik, E.C. Pedosphere. *Encyclopedia of Ecology*, 4:162-168, 2019.
- TARGULIAN, V.O.; GORYACHKIN S.V. Soil memory and environmental reconstructions. *Eurasian Soil Science*, 44(4):464-465, 2011.
- TARGULIAN, V.O.; Goryachkin S.V. Soil memory: types of record, carriers, hierarchy and diversity. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21:1-8, 2004.
- TARGULIAN, V.O.; GORYACHKIN, S.V. Soil memory: essence, bearers, space and time behavior, in *Materials of the International Symposium “Functions of soils in the geosphere-biosphere systems”*: Moscow. p. 270-272, 2001.
- TARGULIAN, V.O.; SOKOLOV, I.A. Structural and functional approaches to the soil: soil-memory and soil-moment, in *Mathematical Modeling in Ecology*: Moscow, Nauka. p. 17-33, 1978.
- TARGULIAN, V.O.; SOKOLOVA, T.A. Soil as a bio-abiotic natural system; a reactor, memory and regulator of biospheric interactions: *Eurasian Soil Science*, 29(1):34-47, 1996.
- TEIXEIRA, P.C.; DONAGEMMA, G.K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. *Manual de métodos de análise de solo*. Brasília: Embrapa. p. 573, 2017.
- TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C.; TAIOLI, F. *Decifrando a Terra*. 2 ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional. p. 303, 2009.
- TIESZEN, L.L.; SENYIMBA, M.M.; IMBAMBA, S.K. The distribution of C₃ and C₄ grasses and carbon isotope discrimination along an altitudinal and moisture gradient in Kenya. *Oecologia*, 37:337-350, 1979.
- TREMBATH-REICHERT, E.; WILSON, J. P.; McGLYNN, S.E.; FISCHER, W.W. Four hundred million years of silica biomineralization in land plants. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112:5449-5454, 2015.
- TSAI, C.; CHEN, Z. Lithologic discontinuities in Ultisols along a toposequence in Taiwan. *Soil Science*, 165:587-596, 2000.
- TWISS, C.; SUESS, E.; SMITH, R.M. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 33:109-115, 1969.
- TWISS, P.C. Predicted world distribution of C₃ and C₄ grass phytoliths. In: TWISS, P.C. (Ed.), *Phytolith systematics*. Springer, Boston, MA, p. 113-128, 1992.
- URURAHY, J.C.C.; COLLARES, J.E.R.; SANTO, M.M.; BARRETO, R.A.A. *Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. Estudo fitogeográfico*. In: IBGE. *Folha SE. 23/24 Rio de Janeiro/Vitória: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra*. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro. p. 353-385, 1983.
- VALLADARES, G.S.; GOMES, E.G.; MELLO, J.C.B.; PEREIRA, M.G.; ANJOS, L.H.C.; EBELING, A.G.; BENITES, V.M. Análise dos Componentes Principais e Método Multicritério Ordinais no Estudo de Organossolos e Solos Afins. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 32:285-296, 2008.
- VALLADARES, G.S.; PEREIRA, M.G.; ANJOS, L.H.C; EBELING, A.G.; BENITES, V.M.; MOUTA, R.O. Humic substance fractions and attributes of Histosols and related high-organic-matter soils from Brazil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 8(6):763-777, 2007.

- VERDIN, P.; BERGER, J.F.; LOPEZ-SAEZ, J.A. Contribution of phytolith analysis to the understanding of historical agrosystems in the Rhone mid-valley (Southern France). In: MEUNIER, J.-D.; COLIN, F. (Eds.), *Phytoliths: Applications in Earth Sciences and Human History*. A.A. Balkema, Lisse, p. 155-172, 2001.
- VIDAL-TORRADO, P.; Lepsch, I.F.; Castro, S.S. Conceitos e Aplicações das Relações Pedologia-Geomorfologia em Regiões Tropicais Úmidas. *Tópicos em Ciências do Solo*, 4:145-192, 2005.
- VOGEL, J.C.; FULS, A.; ELLIS, R.P. The geographical distribution of Kranz grasses in South Africa. *South African Journal of Science*, 74:209-215, 1978.
- WAKSMAN, S.A. The peats of New Jersey and their utilization. *New Jersey, Geologic Series, Bulletin*, New Jersey, n. 55, p.152, 1942.
- WANG, C.; ARNOLD, R.W. Quantifying Pedogenesis for Soils with Discontinuities. *Soil Science Society of America Journal*, 37(2):271-278, 1973.
- WEINER, S.; DOVE, P.M. An overview of biomineralization processes and the problem of the vital effect. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 54:1-29, 2003.
- WHITE, A.F. Chemical weathering rates of silicate minerals in soil. In: WHITE, A.F.; BRANTLEY, S.L. (Eds.), *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals in Soil, Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington, DC, p. 407-461, 1995.
- YAALON, D.H. *Paleopedology: Origin, nature and dating of paleosols*. Jerusalem, Israel Universities Press, p. 350, 1971.
- YAALON, D.H. Soil forming processes in time and space. In: YAALON, D.H. (Ed.), *Paleopedology, Papers of the Symposium: Amsterdam, Elsevier*, 29-39, 1970.
- ZECH, W.; SENESI, N.; GUGGENBERGER, G.; KAISER, K.; LEHMANN, J.; MIANO, T.M.; MILTNER, A.; SCHROTH, G. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma*, 79:117-161, 1997.
- ZURRO, D.; LANCELOTTI, C.; MADELLA, M. Fitólitos, almidones y fibras. In: *Métodos y técnicas de análisis y estudio en arqueología prehistórica: de lo técnico a la reconstrucción de los grupos*

7 APÊNDICES

APÊNDICE I - Descrição Morfológica dos Perfis

PERFIL: P1T1

DATA DA DESCRIÇÃO: 12/01/2014

CLASSIFICAÇÃO: ORGANOSSOLO FÓLICO Sáprico típico.

LOCALIZAÇÃO: Município de Santa Maria de Jetibá -Espírito Santo. Coordenadas 20° 9'49.66"S 40°55'50.89"W (datum WGS 84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Trincheira localizada no início do terço superior / final do terço médio da vertente, com 3 a 8% de declive.

ELEVAÇÃO: 1156 metros

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Granito, Maciço do Garrafão, Suíte Intrusiva Santa Angélica, Paleozoico (CPRM, 2015).

MATERIAL ORIGINÁRIO: Sedimentos orgânicos e produto da alteração da litologia supracitada.

PEDREGOSIDADE: Ausente.

ROCHOSIDADE: Ausente.

RELEVO LOCAL: Suave ondulado.

RELEVO REGIONAL: Suave ondulado a montanhoso.

EROSÃO: Laminar moderada.

DRENAGEM: Moderada.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia.

USO ATUAL: Área de Preservação.

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Jolimar Antonio Schiavo e Eduardo Carvalho da Silva Neto.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Oo- 0 a 9 cm; bruno escuro (10YR 3/3, úmido) e bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, seco); orgânica; fraca muito pequena e pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Od1 - 9 a 21 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmido) e cinzento escuro (10YR 4/1, seco); orgânica; moderada média e grande granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Od2 - 21 a 37 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmido) e cinzento escuro (10YR 4/1, seco); orgânica; fraca pequena e média granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Od3 - 37 a 52 cm; preto (10YR 2/1, úmido) e cinzento muito escuro (10YR 3/1, seco); orgânica; moderada média e grande granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Od4 - 52 a 69 cm; preto (10YR 2/1, úmido) e preto (10YR 2/1, seco); orgânica; moderada, média e grande granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.

BC1 - 69 a 78 cm; bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmido) e cinzento (10YR 6/1, seco); franco-argiloarenosa; fraca pequena blocos angulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

BC2 - 78 a 91 cm; cinzento escuro (10YR 4/1, úmido) e cinzento (10YR 6/1, seco); franco-argiloarenosa; fraca pequena blocos angulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, pegajosa.

PERFIL: P2T1

DATA DA DESCRIÇÃO: 12/01/2014

CLASSIFICAÇÃO: CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico.

LOCALIZAÇÃO: Município de Santa Maria de Jetibá -Espírito Santo. Coordenadas 20° 9'47.26"S 40°55'52.34"W (datum WGS 84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço médio da vertente com 8 a 20% de declive.

ELEVAÇÃO: 1119 metros

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Granito, Maciço do Garrafão, Suíte Intrusiva Santa Angélica, Paleozoico (CPRM, 2015).

MATERIAL ORIGINÁRIO: Produto da alteração da litologia supracitada.

PEDREGOSIDADE: Ausente.

ROCHOSIDADE: Ausente.

RELEVO LOCAL: Ondulado.

RELEVO REGIONAL: Suave ondulado a montanhoso.

EROSÃO: Ligeira.

DRENAGEM: Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia.

USO ATUAL: Área de Preservação.

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Jolimar Antonio Schiavo e Eduardo Carvalho da Silva Neto.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Oo1- 0 a 5 cm; bruno escuro (10YR 3/3, úmido) e bruno (10YR 4/3, seco); orgânica; fraca muito pequena e pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

Oo2- 5 a 15 cm; bruno escuro (10YR 3/3, úmido) e bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, seco); orgânica; fraca muito pequena e pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

A1 - 15 a 31 cm; bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmido) e bruno (10YR 4/3, seco); franco-arenosa; moderada média granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

A2 - 31 a 49 cm bruno-amarelado-escuro (10YR 3/4, úmido) e bruno-escuro (10YR 4/3, seco); franco-arenosa; fraca pequena granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

A3 - 49 a 57 cm; cinzento escuro (10YR 4/1, úmido) e bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, seco); franco-arenosa; moderada pequena a média granular; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

BA - 57 a 76 cm; bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmido) e cinzento (10YR 6/1, seco); franco-argiloarenosa; moderada pequena, blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

Bi1 - 76 a 86 cm; bruno amarelado (10YR 5/4, úmido) e bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/4, seco); franco-argiloarenosa; moderada pequena e média blocos angulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

Bi2 - 86 a 105 cm; bruno-amarelado (10YR 5/8, úmido) e bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/4, seco); franco-argiloarenosa; moderada pequena blocos angulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Bi3 - 105 a 120 cm; bruno-amarelado (10YR 5/8, úmido) e amarelo (10YR 7/8, seco); franco-argiloarenosa; moderada, pequena, blocos angulares; ligeiramente dura, friável, plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

C - 120 a 132 cm+; bruno claro-acinzentado (10YR 6/3, úmido) e amarelo (10YR 7/8, seco); franco; grão simples; solta, solta, plástica, ligeiramente pegajosa.

Perfil		P2T1 – Santa Maria de Jetibá												
SiBCS (2018)		CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico												
Soil Taxonomy														
WRB														
Horizonte		Frações da amostra total g kg ⁻¹			Composição granulométrica da terra fina g kg ⁻¹				Argila dispersa em água g kg ⁻¹	Grau de floculação %	Relação silte/ argila	Densidade kg dm ⁻³		Porosidade cm ³ /100cm ³
Horizonte	Profundid. cm	Calhaus >20 mm	Cascalho 20-2 mm	Terra fina <2 mm	Areia grossa 2-0,2 mm	Areia fina 0,2-0,05 mm	Silte 0,05-0,002 mm	Argila <0,002 mm				Solo	Partícula	
Oo1	0 – 5				333	259	230	178			1,29	0,43	1,12	62
Oo2	5 – 15				355	286	210	149			1,41	0,59	1,25	53
A1	15 – 31				355	258	260	127			2,05	1,31	2,43	46
A2	31 – 49				333	260	248	159			1,56	1,35	2,4	44
A3	49 – 57				328	241	259	172			1,51	1,32	2,45	46
BA	57 – 76				321	218	258	203			1,27	1,41	2,46	43
Bi1	76 – 86				275	212	279	234			1,19	1,42	2,49	43
Bi2	86 – 105				277	226	253	244			1,04	1,43	2,48	42
Bi3	105 – 120				247	204	341	208			1,64	1,4	2,47	43
C	120 – 132				259	228	373	140			2,66	1,49	2,46	39
Horizonte	pH (1:2,5)		Complexo sorativo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por bases) %	Saturação por alumínio %	p assimilável mg kg ⁻¹	
	Água	KCl 1N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Valor S (soma)	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
Oo1	4,98	4,08	0,2	0,4	0,12	0,02	0,72	1,6	8,9	11,22	6	69	2	
Oo2	4,13	4,09	0,2	0,2	0,06	0,05	0,43	1,3	7,6	9,33	5	75	1	
A1	4,23	4,13	0,1	0,2	0,05	0,06	0,43	1,0	5,4	6,83	6	70	1	
A2	4,73	4,42	0,1	0,3	0,04	0,06	0,45	0,9	4,3	5,65	8	67	1	
A3	4,90	4,50	0,1	0,1	0,04	0,08	0,30	0,9	4,3	5,50	5	75	1	
BA	5,00	4,64	0,1	0,2	0,05	0,06	0,43	0,7	4,5	5,63	8	62	1	
Bi1	4,98	4,74	0,1	0,2	0,04	0,06	0,35	0,8	5,1	6,25	6	70	1	
Bi2	4,96	4,84	0,1	0,2	0,04	0,09	0,42	0,8	3,9	5,12	8	66	1	
Bi3	5,01	4,96	0,1	0,1	0,06	0,06	0,33	0,9	3,6	4,83	7	73	1	
C	4,86	4,56	0,1	0,2	0,04	0,07	0,38	1,0	3,6	4,98	8	72	1	
Horizonte	C (orgânico) g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	Relação C/N	Ataque sulfúrico g kg ⁻¹						Relações moleculares				
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃		
				(Ki)	(Kr)									
Oo1	90,58	5,12	18	172	124	84	20				2,36	1,65	1,48	
Oo2	82,54	3,21	23	156	124	80	17				2,14	1,52	1,55	
A1	68,35	2,87	24	138	142	91	19				1,65	1,17	1,56	
A2	70,04	2,19	27	135	149	96	15				1,54	1,09	1,55	
A3	68,31	1,88	31	131	121	124	18				1,84	1,11	0,98	
BA	40,95	1,21	34	138	135	133	15				1,74	1,07	1,02	
Bi1	30,73	1,05	29	149	194	121	16				1,31	0,93	1,60	
Bi2	28,69	0,89	32	158	230	112	13				1,17	0,89	2,05	
Bi3	23,09	0,68	34	171	205	113	16				1,42	1,05	1,81	
C	18,35	0,69	27	177	210	109	14				1,43	1,08	1,93	
Horizonte	Saturação por sódio %	Fluorescência de Raio X %									Relações moleculares			
		CaO	MgO	K ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂	Ti/Zr	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	
		(Ki)	(Kr)											
Oo1	>1	0,095	0,305	0,200	14,029	12,677	19,428	2,801	0,173	16,20	2,35	1,49	1,11	
Oo2	>1	0,041	0,389	0,187	14,348	12,887	16,847	2,360	0,186	12,72	2,00	1,27	1,11	
A1	>1	0,023	0,516	0,137	15,165	12,393	15,990	3,058	0,243	12,57	1,79	1,18	1,22	
A2	>1	0,007	0,611	0,121	15,643	13,959	15,776	3,887	0,332	11,70	1,71	1,09	1,12	
A3	>1	0,025	0,418	0,184	17,019	14,065	14,418	3,986	0,284	14,01	1,44	0,94	1,21	
BA	>1	0,026	0,765	0,392	15,446	16,043	15,684	2,908	0,316	9,21	1,73	1,04	0,96	
Bi1	>1	0,025	0,668	0,514	20,628	14,102	13,613	2,224	0,303	7,35	1,12	0,78	1,46	
Bi2	>1	0,041	0,692	0,672	25,442	14,555	15,150	2,932	0,300	9,77	1,01	0,74	1,75	
Bi3	>1	0,058	0,641	0,915	23,487	14,679	19,489	1,911	0,259	7,37	1,41	1,01	1,60	
C	>1	0,329	0,609	1,217	24,318	14,620	20,267	1,731	0,180	9,60	1,42	1,02	1,66	

PERFIL: P3T1

DATA DA DESCRIÇÃO: 12/01/2014

CLASSIFICAÇÃO: ORGANOSSOLO FÓLICO Sáprico cambissólico.

LOCALIZAÇÃO: Município de Santa Maria de Jetibá -Espírito Santo. Coordenadas 20° 9'42.46"S 40°55'57.95"W (datum WGS 84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço inferior da encosta com declive 3 - 8%.

ELEVAÇÃO: 1063 metros

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Granito, Maciço do Garrafão, Suíte Intrusiva Santa Angélica, Paleozoico (CPRM, 2015).

MATERIAL ORIGINÁRIO: Sedimentos orgânicos e produto da alteração da litologia supracitada.

PEDREGOSIDADE: Ausente.

ROCHOSIDADE: Ausente.

RELEVO LOCAL: Suave ondulado.

RELEVO REGIONAL: Suave ondulado a montanhoso.

EROSÃO: Laminar moderada.

DRENAGEM: Moderada.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia.

USO ATUAL: Área de Preservação.

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Jolimar Antonio Schiavo e Eduardo Carvalho da Silva Neto.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Oo - 0 a 9 cm; bruno escuro (10YR 3/3, úmido) e bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, seco); orgânica; fraca muito pequena e pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

Od1 - 9 a 21 cm; bruno acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmido) e cinzento escuro (10YR 4/1, seco); orgânica; moderada média e grande granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Od2 - 21 a 32 cm; bruno acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmido) e cinzento escuro (10YR 4/1, seco); orgânica; fraca pequena e média granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Od3 - 32 a 50 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmido) e bruno escuro (10YR 3/3, seco); orgânica; moderada média e grande granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Od4 - 50 a 62 cm; bruno acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmido) e bruno escuro (10YR 3/3, seco); orgânica; moderada média e grande granular; macia, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

A - 62 a 79 cm; bruno amarelado escuro (10YR 3/5, úmido) e bruno amarelado escuro (10YR 4/4, seco); franco-arenosa; moderada média granular; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

AB - 79 a 102 cm; bruno acinzentado escuro (10YR 4/2, úmido) e bruno (10YR 5/3, seco); franco-arenosa; moderada pequena a média granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

BA - 102 a 119 cm; bruno (10YR 4/3, úmido) e bruno (10YR 5/3, seco); franco-arenosa; moderada pequena blocos subangulares; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

Bi - 119 a 143 cm; bruno (10YR 5/3, úmido) e amarelo (10YR 7/6, seco); franco-arenosa; fraca pequena blocos angulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

C - 143 cm a 162+; bruno claro acinzentado (10YR 6/3, úmido) e amarelo (10YR 7/6, seco); franco-arenosa; grão simples; solta, solta, plástica, pegajosa.

Perfil		P3T1 – Santa Maria de Jetibá												
SiBCS (2018)		ORGANOSSOLO FÓLICO Sáprico cambissólico												
Soil Taxonomy														
WRB														
Horizonte		Frações da amostra total g kg ⁻¹			Composição granulométrica da terra fina g kg ⁻¹				Argila dispersa em água g kg ⁻¹	Grau de floculação %	Relação silte/ argila	Densidade kg dm ⁻³		Porosidade cm ³ /100cm ³
Horizonte	Profundid. cm	Calhaus >20 mm	Cascalho 20-2 mm	Terra fina <2 mm	Areia grossa 2-0,2 mm	Areia fina 0,2-0,05 mm	Silte 0,05-0,002 mm	Argila <0,002 mm				Solo	Partícula	
Oo	0 – 9				275	374	149	202			0,74	0,43	1,13	62
Od1	9 – 21				270	330	159	241			0,66	0,62	1,15	46
Od2	21 – 32				263	309	184	244			0,75	0,62	1,12	45
Od3	32 – 50				244	299	201	256			0,79	0,63	1,19	47
Od4	50 – 62				230	292	217	261			0,83	0,67	1,16	42
A	62 – 79				341	279	199	181			1,10	1,32	2,42	45
AB	79 – 102				395	278	175	152			1,15	1,41	2,42	42
BA	102 – 119				391	258	189	162			1,17	1,46	2,49	41
Bi	119 – 143				409	243	204	144			1,42	1,43	2,45	42
C	143 – 162				336	218	287	159			1,81	1,53	2,47	38
Horizonte	pH (1:2,5)		Complexo sorativo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por bases) %	Saturação por alumínio %	p assimilável mg kg ⁻¹	
	Água	KCl 1N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Valor S (soma)	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
Oo	4,28	4,01	0,9	0,3	0,36	0,21	1,77	2,5	21,0	25,27	7	59	2	
Od1	4,41	4,13	0,6	0,4	0,28	0,19	1,47	2,3	19,4	23,17	6	61	2	
Od2	4,37	4,33	0,4	0,1	0,21	0,23	0,94	2,4	13,4	16,74	6	72	1	
Od3	4,22	4,12	0,3	0,2	0,29	0,18	0,97	2,9	15,6	19,47	5	75	1	
Od4	4,23	4,23	0,2	0,2	0,20	0,18	0,78	1,9	10,8	13,48	6	71	1	
A	4,95	4,39	0,2	0,1	0,15	0,16	0,61	1,7	12,3	14,63	4	74	1	
AB	4,98	4,40	0,3	0,2	0,20	0,90	1,60	1,6	8,3	11,52	14	50	1	
BA	4,32	4,22	0,1	0,1	0,21	0,08	0,49	1,3	4,3	6,11	8	73	1	
Bi	4,59	4,32	0,1	0,1	0,05	0,06	0,31	1,2	3,7	5,19	6	79	1	
C	4,69	4,29	0,1	0,1	0,04	0,06	0,30	1,0	4,1	5,40	6	77	1	
Horizonte	C (orgânico) g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	Relação C/N	Ataque sulfúrico g kg ⁻¹						Relações moleculares				
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃		
				(Ki)	(Kr)									
Oo	112,21	6,12	18	189	113	84	20				2,84	1,93	1,35	
Od1	122,22	5,54	22	184	118	85	24				2,65	1,81	1,39	
Od2	126,45	5,21	24	187	107	89	18				2,98	1,95	1,20	
Od3	98,65	4,59	21	193	119	79	21				2,76	1,94	1,51	
Od4	85,33	4,36	20	189	121	85	20				2,66	1,84	1,42	
A	68,22	3,02	23	156	236	98	18				1,12	0,89	2,41	
AB	59,65	2,45	24	169	251	99	18				1,14	0,91	2,54	
BA	32,65	1,21	27	189	247	91	16				1,30	1,05	2,71	
Bi	20,32	0,68	30	144	229	108	20				1,07	0,82	2,12	
C	13,36	0,49	27	242	230	106	23				1,79	1,38	2,17	
Horizonte	Saturação por sódio %	Fluorescência de Raio X %								Relações moleculares				
		CaO	MgO	K ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂	Ti/Zr	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	
		(Ki)	(Kr)											
Oo	>1	0,053	0,884	0,214	21,191	10,200	20,698	2,767	0,299	9,25	1,66	1,27	2,08	
Od1	>1	0,021	0,964	0,193	22,172	9,600	20,627	2,783	0,270	10,31	1,58	1,24	2,31	
Od2	>1	0,013	0,678	0,135	21,086	10,900	19,339	2,907	0,202	14,42	1,56	1,17	1,93	
Od3	>1	0,023	0,665	0,095	17,705	9,100	20,804	2,139	0,165	13,00	2,00	1,50	1,95	
Od4	>1	0,007	0,537	0,093	20,482	10,600	19,248	2,556	0,172	14,87	1,60	1,20	1,93	
A	>1	0,025	0,455	0,148	29,415	11,412	20,032	2,784	0,203	13,75	1,16	0,93	2,58	
AB	>1	0,026	0,657	0,165	29,474	11,890	18,138	3,378	0,190	17,77	1,05	0,83	2,48	
BA	>1	0,025	0,455	0,270	32,425	12,740	23,046	2,359	0,159	14,82	1,21	0,97	2,55	
Bi	>1	0,141	0,987	0,962	37,358	10,329	19,548	2,781	0,180	15,43	0,89	0,76	3,62	
C	>1	0,429	1,542	1,328	33,714	14,969	33,619	2,826	0,098	28,84	1,70	1,32	2,25	

PERFIL: P4T1

DATA DA DESCRIÇÃO: 12/01/2014

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico espesso-húmido

LOCALIZAÇÃO: Município de Santa Maria de Jetibá -Espírito Santo. Coordenadas 20° 9'40.11"S 40°55'58.75"W (datum WGS 84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço inferior da encosta com declive 3 - 8%.

ELEVAÇÃO: 1059 metros

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Granito, Maciço do Garrafão, Suíte Intrusiva Santa Angélica, Paleozoico (CPRM, 2015).

MATERIAL ORIGINÁRIO: Sedimentos colúviais.

PEDREGOSIDADE: Ausente.

ROCHOSIDADE: Ausente.

RELEVO LOCAL: Suave ondulado.

RELEVO REGIONAL: Suave ondulado a montanhoso.

EROSÃO: Laminar moderada.

DRENAGEM: Moderada.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia.

USO ATUAL: Área de Preservação.

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Jolimar Antonio Schiavo e Eduardo Carvalho da Silva Neto.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A1 - 0 a 9 cm; bruno acinzentado escuro (10YR 4/2, úmido) e bruno (10YR 4/3, seco); franco-arenosa; fraca pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- A2 - 9 a 32 cm; bruno acinzentado escuro (10YR 4/2, úmido) e bruno (10YR 4/3, seco); franco-arenosa; moderada média granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- A3 - 32 a 46 cm; bruno escuro (10YR 3/3, úmido) e cinzento escuro (10YR 4/1, seco); franco-arenosa; fraca pequena e média granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- 201b - 46 a 72 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmido) e bruno escuro (10YR 3/3, seco); orgânica; forte média blocos sub-angulares; macia, friável, plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- 202b - 72 a 85 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmido) e bruno escuro (10YR 3/3, seco); orgânica; moderada média granular; macia, friável, plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- 2Ab - 85 a 94 cm; bruno escuro (10YR 3/3, úmido) e cinzento escuro (10YR 4/1, seco); franco-argiloarenosa; moderada média granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- 2ABb - 94 a 112 cm; bruno acinzentado escuro (10YR 4/2, úmido) e bruno acinzentado (10YR 5/2, seco); franco-argiloarenosa; moderada pequena a média granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- 2Bwb1 - 112 a 136 cm; bruno (10YR 4/3, úmido) e bruno (10YR 5/3, seco); franco-argiloarenosa; moderada pequena blocos angulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- 2Bwb2 - 136 a 184 cm; bruno amarelado escuro (10YR 4/4, úmido) e bruno amarelado (10YR 5/6, seco); franco-argiloarenosa; moderada pequena blocos angulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- 2C - 184 a 220 cm+; bruno claro acinzentado (10YR 6/3, úmido) e amarelo brunado (10YR 6/6, seco); franco-arenosa; grão simples; solta, solta, plástica, ligeiramente pegajosa.

Perfil		P4T1 – Santa Maria de Jetibá												
SiBCS (2018)		LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico espesso-húmico												
Soil Taxonomy														
WRB														
Horizonte		Frações da amostra total g kg ⁻¹			Composição granulométrica da terra fina g kg ⁻¹				Argila dispersa em água g kg ⁻¹	Grau de floculação %	Relação silte/ argila	Densidade kg dm ⁻³		Porosidade cm ³ /100cm ³
Horizonte	Profundid. cm	Calhaus >20 mm	Cascalho 20-2 mm	Terra fina <2 mm	Areia grossa 2-0,2 mm	Areia fina 0,2-0,05 mm	Silte 0,05-0,002 mm	Argila <0,002 mm				Solo	Partícula	
A1	0 – 9				509	238	94	159			0,59	1,36	2,35	42
A2	9 – 32				556	236	63	145			0,43	1,42	2,42	41
A3	32 – 46				562	277	49	112			0,44	1,39	2,39	42
2Ob1	46 – 72				220	313	188	279			0,67	1,06	1,95	46
2Ob2	72 – 85				209	307	230	254			0,91	1,02	1,86	45
2Ab	85 – 94				204	348	201	247			0,81	1,27	2,21	43
2ABb	94 – 112				254	298	203	245			0,83	1,29	2,36	45
2Bwb1	112 – 136				255	307	159	279			0,57	1,43	2,42	41
2Bwb2	136 – 184				250	291	178	281			0,63	1,45	2,4	40
2C	184 – 220				313	292	236	159			1,48	1,53	2,43	37
Horizonte	pH (1:2,5)		Complexo sorativo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por bases) %	Saturação por alumínio %	p assimilável mg kg ⁻¹	
	Água	KCl 1N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Valor S (soma)	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A1	4,41	4,02	0,8	0,3	0,14	0,02	1,26	2,3	12,0	15,56	8	65	1	
A2	4,37	4,12	0,6	0,4	0,18	0,03	1,21	1,8	9,6	12,61	10	60	2	
A3	4,36	4,01	0,4	0,2	0,21	0,01	0,82	1,9	10,3	13,02	6	70	1	
2Ob1	4,06	3,95	1,3	0,3	0,23	0,06	1,89	3,1	17,3	22,29	8	62	2	
2Ob2	4,12	3,93	1,5	0,5	0,26	0,06	2,32	2,6	13,7	18,57	12	53	2	
2Ab	4,36	4,32	1,0	0,3	0,18	0,06	1,54	1,6	9,3	12,46	12	51	1	
2ABb	4,32	4,44	0,6	0,2	0,13	0,09	1,02	1,6	7,7	10,31	10	61	1	
2Bwb1	4,64	4,32	0,3	0,1	0,08	0,09	0,57	1,3	5,7	7,56	8	70	1	
2Bwb2	4,63	4,36	0,1	0,1	0,03	0,09	0,32	0,6	6,1	6,97	5	65	0	
2C	4,42	4,02	0,1	0,1	0,04	0,06	0,30	0,9	2,4	3,61	8	75	0	
Horizonte	C (orgânico) g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	Relação C/N	Ataque sulfúrico g kg ⁻¹						Relações moleculares				
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃		
				(Ki)	(Kr)									
A1	67,65	4,45	15	154	141	112	13				1,86	1,23	1,26	
A2	69,36	3,48	20	161	121	104	14				2,26	1,46	1,16	
A3	76,65	3,45	22	169	151	107	16				1,90	1,31	1,41	
2Ob1	98,66	3,07	32	206	196	61	24				1,79	1,49	3,21	
2Ob2	126,35	3,45	37	191	198	67	23				1,64	1,35	2,96	
2Ab	71,32	3,08	23	114	212	95	18				0,91	0,71	2,23	
2ABb	46,65	2,52	19	107	224	107	15				0,81	0,62	2,09	
2Bwb1	34,23	1,58	22	98	240	106	16				0,69	0,54	2,26	
2Bwb2	25,35	1,08	23	103	241	115	15				0,73	0,56	2,10	
2C	17,78	0,69	26	295	248	105	14				2,02	0,51	2,36	
Horizonte	Saturação por sódio %	Fluorescência de Raio X %								Relações moleculares				
		CaO	MgO	K ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂	Ti/Zr	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	
		(Ki)	(Kr)											
A1	>1	0,023	0,516	0,137	20,738	15,867	18,603	2,097	0,213	9,85	1,53	1,03	1,31	
A2	>1	0,007	0,611	0,121	18,123	15,622	18,902	2,166	0,199	10,88	1,77	1,14	1,16	
A3	>1	0,025	0,418	0,184	19,146	13,959	17,583	1,956	0,170	11,51	1,56	1,07	1,37	
2Ob1	>1	0,053	0,884	0,214	24,705	9,141	23,804	2,739	0,135	20,36	1,64	1,33	2,70	
2Ob2	>1	0,021	0,964	0,193	26,482	10,199	24,248	2,556	0,192	13,32	1,56	1,25	2,60	
2Ab	>1	0,007	0,611	0,121	22,746	14,377	13,955	2,001	0,183	10,96	1,04	0,74	1,58	
2ABb	>1	0,025	0,418	0,184	26,950	14,122	14,833	2,022	0,200	10,10	0,94	0,70	1,91	
2Bwb1	>1	0,026	0,765	0,392	25,551	14,495	14,272	2,002	0,199	10,05	0,95	0,70	1,76	
2Bwb2	>1	0,025	0,668	0,514	31,556	15,377	19,471	2,019	0,180	11,20	1,05	0,80	2,05	
2C	>1	0,041	0,692	0,672	30,636	16,232	40,458	1,926	0,109	17,75	2,25	1,68	1,89	

PERFIL: P1T2

DATA DA DESCRIÇÃO: 13/01/2014

CLASSIFICAÇÃO: Organossolo Háptico Sáplico típico.

LOCALIZAÇÃO: Município de Castelo -Espírito Santo. Coordenadas 20°30'14.18"S 41° 6'1.32"W (datum WGS 84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço superior da encosta com declive 3 - 8%.

ELEVAÇÃO: 1.227 metros

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Granito, Granodiorito, Maciço do Castelo.

MATERIAL ORIGINÁRIO: Sedimentos orgânicos.

PEDREGOSIDADE: Ausente.

ROCHOSIDADE: Ausente.

RELEVO LOCAL: Suave ondulado.

RELEVO REGIONAL: Suave ondulado a montanhoso.

EROSÃO: Laminar moderada.

DRENAGEM: Moderada.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia.

USO ATUAL: Área de Preservação.

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Jolimar Antonio Schiavo, e Eduardo Carvalho da Silva Neto.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ho - 0 a 18 cm; preto (10YR 2/1, úmido) e bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, seco); orgânica; moderada média grande granular; ligeiramente dura, muito friável, plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

H1 - 18 a 40 cm; preto (10YR 2/1, úmido); cinzento muito escuro (10YR 3/1, seco); orgânica; moderada média granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

H2 - 40 a 76 cm; preto (10YR 2/1, úmido); cinzento muito escuro (10YR 3/1, seco); orgânica; moderada média granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Cg - 76 a 85 cm+; cinzento escuro (10YR 4/1, úmido) e bruno claro acinzentado (10YR 6/3, seco); francoarenosa; maciça; ligeiramente dura, muito friável, plástica, pegajosa.

PERFIL: P2T2

DATA DA DESCRIÇÃO: 13/01/2014

CLASSIFICAÇÃO: CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico.

LOCALIZAÇÃO: Município de Castelo -Espírito Santo. Coordenadas 20°30'6.15"S 41° 5'40.36"W (datum WGS 84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço médio da encosta, rampa de colúvio, com declive 3 - 8%.

ELEVAÇÃO: 1.162 metros.

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Granito, Granodiorito, Maciço do Castelo.

MATERIAL ORIGINÁRIO: Sedimentos colúviais.

PEDREGOSIDADE: Ausente.

ROCHOSIDADE: Ausente.

RELEVO LOCAL: Suave ondulado

RELEVO REGIONAL: Suave ondulado a montanhoso.

EROSÃO: Ligeira.

DRENAGEM: Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia.

USO ATUAL: Área de Preservação.

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Jolimar Antonio Schiavo e Eduardo Carvalho da Silva Neto.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A1 - 0 a 10 cm; bruno amarelado escuro (10YR 3/4, úmido) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco); fraco-arenosa; moderada média granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, não pegajosa; transição plana e difusa.
- A2 - 10 a 19 cm; bruno amarelado escuro (10YR 3/4, úmido) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco); franco-argiloarenosa; moderada média granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, não pegajosa; transição plana e difusa.
- A3 - 19 a 32 cm; bruno amarelado escuro (10YR 3/6, úmido) e bruno amarelado escuro (10YR 4/6, seco); franco-argiloarenosa; moderada pequena média granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- A4 - 32 a 47 cm; bruno amarelado escuro (10YR 3/6, úmido) e bruno amarelado escuro (10YR 4/6, seco); franco-argiloarenosa; moderada pequena blocos subangulares; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- A5 - 47 a 66 cm; bruno amarelado escuro (10YR 3/4, úmido) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco); franco-argiloarenosa; moderada média blocos subangulares, macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- 2Ab1 - 66 a 89 cm; bruno escuro (10YR 3/3, úmido) e bruno (10YR 4/3, seco); franco-argiloarenosa; moderada média grande blocos subangulares; macia, friável, plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- 2Ab2 - 89 a 110 cm; bruno escuro (10YR 3/3, úmido) e bruno (10YR 5/3, seco); franco-argiloarenosa; fraca pequena média blocos subangulares; macia, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- 2Bi - 110 a 134 cm+; bruno amarelado escuro (10YR 4/4, úmido) e bruno amarelado (10YR 5/4, seco); franco-arenosa; fraca pequena média blocos angulares e subangulares; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa.

Perfil		P2T2 – Castelo												
SiBCS (2018)		CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico												
Soil Taxonomy														
WRB														
Horizonte		Frações da amostra total g kg ⁻¹			Composição granulométrica da terra fina g kg ⁻¹				Argila dispersa em água g kg ⁻¹	Grau de floculação %	Relação silte/ argila	Densidade kg dm ⁻³		Porosidade cm ³ /100cm ³
Horizonte	Profundid. cm	Calhaus >20 mm	Cascalho 20-2 mm	Terra fina <2 mm	Areia grossa 2-0,2 mm	Areia fina 0,2-0,05 mm	Silte 0,05-0,002 mm	Argila <0,002 mm				Solo	Partícula	
A1	0 – 10				410	339	134	117			1,15	1,06	2,21	52
A2	10 – 19				380	264	145	211			0,69	1,36	2,35	42
A3	19 – 32				360	275	159	206			0,77	1,42	2,42	41
A4	32 – 47				370	278	148	204			0,73	1,39	2,39	42
A5	47 – 66				395	238	165	202			0,82	1,16	2,16	46
2Ab1	66 – 89				157	380	198	265			0,75	1,23	2,22	45
2Ab2	89 – 110				215	307	224	254			0,88	1,29	2,32	44
2Bi	110 – 134				251	284	287	178			1,61	1,41	2,41	41
Horizonte	pH (1:2,5)		Complexo sorativo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por bases) %	Saturação por alumínio %	p assimilável mg kg ⁻¹	
	Água	KCl 1N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Valor S (soma)	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
A1	5,51	4,35	0,8	0,5	0,15	0,02	1,47	1,6	5,7	8,75	17	52	2	
A2	4,94	4,42	0,3	0,6	0,10	0,01	1,06	2,3	5,0	8,31	13	69	2	
A3	5,26	4,42	0,3	0,6	0,07	0,01	1,01	1,9	4,4	7,32	14	65	1	
A4	5,33	4,45	0,4	0,2	0,06	0,01	0,70	1,6	3,2	5,51	13	69	1	
A5	5,38	4,46	0,2	0,3	0,06	0,01	0,54	1,9	4,6	7,07	8	78	1	
2Ab1	5,36	4,46	0,1	0,4	0,06	0,01	0,53	2,2	5,3	8,03	7	81	2	
2Ab2	5,24	4,43	0,1	0,2	0,06	0,01	0,35	1,9	5,2	7,45	5	84	1	
2Bi	5,12	4,51	0,1	0,2	0,06	0,01	0,36	1,3	4,3	5,98	6	78	0	
Horizonte	C (orgânico) g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	Relação C/N	Ataque sulfúrico g kg ⁻¹						Relações moleculares				
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃		
				(Ki)	(Kr)									
A1	75,65	4,25	18	225	132	78	7				2,90	2,10	1,69	
A2	69,08	3,87	18	235	149	83	12				2,68	1,98	1,80	
A3	54,27	3,64	15	233	157	84	12				2,52	1,88	1,87	
A4	62,74	3,57	18	241	166	88	14				2,47	1,84	1,89	
A5	56,48	2,88	20	241	181	87	15				2,26	1,73	2,08	
2Ab1	54,23	2,31	23	132	177	88	15				1,27	0,96	2,01	
2Ab2	62,54	2,25	28	127	167	88	14				1,29	0,97	1,90	
2Bi	21,68	1,4	15	125	169	88	15				1,26	0,94	1,92	
Horizonte	Saturação por sódio %	Fluorescência de Raio X %								Relações moleculares				
		CaO	MgO	K ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂	Ti/Zr	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	
A1	>1	0,578	1,027	1,774	19,797	8,794	29,785	1,527	0,137	11,11	2,56	1,99	2,25	
A2	>1	0,319	0,906	2,017	18,531	9,030	33,818	2,024	0,158	12,77	3,10	2,37	2,05	
A3	>1	0,270	0,963	1,907	19,437	9,066	31,897	2,028	0,154	13,13	2,79	2,15	2,14	
A4	>1	0,250	0,778	1,910	19,460	9,196	31,671	2,100	0,178	11,80	2,77	2,13	2,12	
A5	>1	0,211	1,092	1,696	19,179	9,983	27,458	1,977	0,179	11,06	2,43	1,83	1,92	
2Ab1	>1	0,220	1,005	1,904	18,671	9,345	28,571	2,057	0,231	8,91	2,60	1,97	2,00	
2Ab2	>1	0,203	1,071	1,842	18,078	9,345	27,225	2,031	0,201	10,11	2,56	1,93	1,93	
2Bi	>1	0,289	0,830	2,623	21,958	9,482	35,164	2,086	0,311	6,71	2,72	2,13	2,32	

PERFIL: P3T2

DATA DA DESCRIÇÃO: 13/01/2014

CLASSIFICAÇÃO: Organossolo Háptico Hêmico típico.

LOCALIZAÇÃO: Município de Castelo - Espírito Santo. Coordenadas: 20°30'0.87"S 41° 5'32.50"W (datum WGS 84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço inferior da encosta com declive 3 - 8%.

ELEVAÇÃO: 1.127 metros.

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Granito, Granodiorito, Maciço do Castelo.

MATERIAL ORIGINÁRIO: Sedimentos orgânicos e produto da alteração da litologia supracitada.

PEDREGOSIDADE: Ausente.

ROCHOSIDADE: Ausente.

RELEVO LOCAL: Suave ondulado.

RELEVO REGIONAL: Suave ondulado a montanhoso.

EROSÃO: Laminar moderada.

DRENAGEM: Moderada.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia.

USO ATUAL: Área de Preservação.

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Jolimar Antonio Schiavo e Eduardo Carvalho da Silva Neto.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- H1 - 0 a 9 cm; preto (10YR 2/1, úmido) e cinzento muito escuro (10YR 3/1, seco); orgânica; moderada média grande granular; macia, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- H2 - 9 a 20 cm; preto (10YR 2/1, úmido) e cinzento muito escuro (10YR 3/1, seco); orgânica; moderada média grande granular, ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- H3 - 20 a 33 cm; preto (10YR 2/1, úmido) e cinzento muito escuro (10YR 3/1, seco); orgânica; moderada média granular, ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- H4 - 33 a 63 cm; preto (10YR 2/1, úmido) e cinzento muito escuro (10YR 3/1, seco); orgânica; moderada pequena média granular, ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- H5 - 63 a 83 cm; preto (10YR 2/1, úmido) e cinzento muito escuro (10YR 3/1, seco); orgânica; moderada média granular, ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- H6 - 83 a 100 cm; preto (10YR 2/1, úmido) e bruno muito escuro (10YR 2/2, seco); orgânica; moderada média granular, ligeiramente dura, muito friável, plástica, pegajosa; transição plana e abrupta.
- Cg1 - 100 a 114 cm; cinzento-escuro (10YR 4/1, úmido) e bruno claro acinzentado (10YR 6/3, seco); franco-argiloarenosa; maciça, muito dura, muito firme, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- Cg2 - 114 a 136 cm+; bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco) e bruno claro acinzentado (10YR 6/3, seco); franco-argiloarenosa; maciça, muito dura, muito firme, não plástica, não pegajosa.

Perfil		P3T2 – Castelo												
SiBCS (2018)		Organossolo Háplico Hêmico típico												
Soil Taxonomy														
WRB														
Horizonte		Frações da amostra total g kg ⁻¹			Composição granulométrica da terra fina g kg ⁻¹				Argila dispersa em água g kg ⁻¹	Grau de floculação %	Relação silte/ argila	Densidade kg dm ⁻³		Porosidade cm ³ /100cm ³
Horizonte	Profundid. cm	Calhaus >20 mm	Cascalho 20-2 mm	Terra fina <2 mm	Areia grossa 2-0,2 mm	Areia fina 0,2-0,05 mm	Silte 0,05-0,002 Mm	Argila <0,002 mm				Solo	Partícula	
H1	0 – 9				315	255	191	239			0,80	0,59	1,36	57
H2	9 – 20				253	251	207	289			0,72	0,44	1,09	60
H3	20 – 33				281	256	221	242			0,91	0,52	1,23	58
H4	33 – 63				253	247	249	251			0,99	0,58	1,37	58
H5	63 – 83				237	233	248	282			0,88	0,62	1,36	54
H6	83 – 100				176	161	312	351			0,89	0,71	1,35	47
Cg1	100 – 114				254	242	212	292			0,73	1,45	2,42	40
Cg2	114 – 136				255	250	227	268			0,85	1,52	2,39	36
Horizonte	pH (1:2,5)		Complexo sorativo cmol _c kg ⁻¹								Valor V (sat. por bases) %	Saturação por alumínio %	p assimilável mg kg ⁻¹	
	Água	KCl 1N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Valor S (soma)	Al ³⁺	H ⁺	Valor T (soma)				
H1	5,17	4,52	0,8	0,2	0,06	0,01	1,02	3,6	19,7	24,27	4	78	2	
H2	5,15	4,31	1,0	0,6	0,15	0,02	1,77	4,6	23,2	29,58	6	72	2	
H3	4,78	4,35	0,6	0,5	0,10	0,01	1,19	4,3	18,7	24,18	5	78	1	
H4	4,91	4,43	0,3	0,5	0,10	0,01	0,94	3,6	19,7	24,19	4	79	1	
H5	4,82	4,50	0,1	0,3	0,07	0,01	0,46	2,9	20,7	24,01	2	86	1	
H6	5,04	4,55	0,1	0,3	0,08	0,01	0,51	3,4	18,2	22,11	2	87	1	
Cg1	5,11	4,58	0,1	0,2	0,06	0,01	0,39	2,6	8,7	11,64	3	87	1	
Cg2	5,22	4,64	0,1	0,4	0,06	0,01	0,59	1,9	7,7	10,14	6	76	0	
Horizonte	C (orgânico) g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	Relação C/N	Ataque sulfúrico g kg ⁻¹						Relações moleculares				
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃		
				(Ki)	(Kr)									
H1	84,74	7,51	11	166	75	100	15				3,76	2,03	0,75	
H2	105,27	6,55	16	146	81	101	15				3,06	1,71	0,80	
H3	110,44	6,54	17	141	104	108	18				2,30	1,39	0,96	
H4	103,09	5,68	18	135	104	101	17				2,21	1,36	1,03	
H5	104,06	5,54	19	138	135	105	23				1,74	1,16	1,29	
H6	135,04	4,21	32	141	144	96	24				1,66	1,17	1,50	
Cg1	55,09	4,45	12	140	128	88	24				1,86	1,29	1,45	
Cg2	49,11	3,85	13	141	141	85	27				1,70	1,23	1,66	
Horizonte	Saturação por sódio %	Fluorescência de Raio X %								Relações moleculares				
		CaO	MgO	K ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂	Ti/Zr	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	
		(Ki)	(Kr)											
H1	>1	0,200	0,836	0,684	10,539	12,487	25,658	1,811	0,120	15,03	4,14	2,36	0,84	
H2	>1	0,133	0,857	0,624	13,224	11,459	21,938	2,081	0,140	14,82	2,82	1,82	1,15	
H3	>1	0,114	0,812	0,637	11,459	12,562	20,033	1,831	0,160	11,47	2,97	1,75	0,91	
H4	>1	0,071	0,823	0,578	13,131	11,387	15,638	1,951	0,097	20,22	2,02	1,30	1,15	
H5	>1	0,080	0,507	0,690	14,972	10,163	16,824	2,406	0,147	16,36	1,91	1,33	1,47	
H6	>1	0,069	0,596	0,781	19,411	10,105	19,601	3,297	0,169	19,55	1,72	1,29	1,92	
Cg1	>1	0,083	0,831	0,944	20,211	12,046	24,013	3,612	0,192	18,84	2,02	1,46	1,68	
Cg2	>1	0,092	1,176	1,226	24,603	14,820	29,532	4,588	0,235	19,49	2,04	1,47	1,66	

PERFIL: P4T2

DATA DA DESCRIÇÃO: 13/01/2014

CLASSIFICAÇÃO: Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico espesso-húmico.

LOCALIZAÇÃO: Município de Castelo - Espírito Santo. Coordenadas 20°29'27.74"S 41° 4'44.29"W (datum WGS 84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL: Terço inferior da encosta com declive 3 - 8%.

ELEVAÇÃO: 1.059 metros

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Granito, Granodiorito, Maciço do Castelo.

MATERIAL ORIGINÁRIO: Sedimentos colúviais.

PEDREGOSIDADE: Ausente.

ROCHOSIDADE: Ausente.

RELEVO LOCAL: Suave ondulado.

RELEVO REGIONAL: Suave ondulado a montanhoso.

EROSÃO: Laminar moderada.

DRENAGEM: Moderada.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia.

USO ATUAL: Área de Preservação.

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Jolimar Antonio Schiavo e Eduardo Carvalho da Silva Neto.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A1 - 0 a 18 cm; bruno acinzentado escuro (10YR 4/2, úmido) e bruno (10YR 5/3, seco); francoarenosa; fraca pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- A2 - 18 a 35 cm; bruno acinzentado escuro (10YR 4/2, úmido) e bruno (10YR 4/3, seco); francoarenosa; moderada pequena média granular; macia, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- A3 - 35 a 48 cm; bruno acinzentado escuro (10YR 4/2, úmido) e bruno (10YR 5/3, seco); fanco-argiloarenosa; fraca pequena e média granular; macia, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- A4 - 48 a 66 cm; bruno acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmido) e bruno escuro (10YR 3/3, seco); fanco-argiloarenosa; moderada média granular; macia, friável, plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- A5 - 66 a 86 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmido) e bruno escuro (10YR 3/3, seco); fanco-argiloarenosa; moderada média granular; macia, friável, plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- AB - 86 a 104 cm; bruno acinzentado escuro (10YR 4/2, úmido) e bruno acinzentado (10YR 5/2, seco); fanco-argiloarenosa; moderada pequena a média granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- Bw - 104 a 141 cm+; bruno amarelado escuro (10YR 4/4, úmido) e bruno amarelado (10YR 5/6, seco); fanco-argiloarenosa; moderada pequena blocos angulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa.

APÊNDICE II - Morfotipos de fitólitos identificados nos perfis

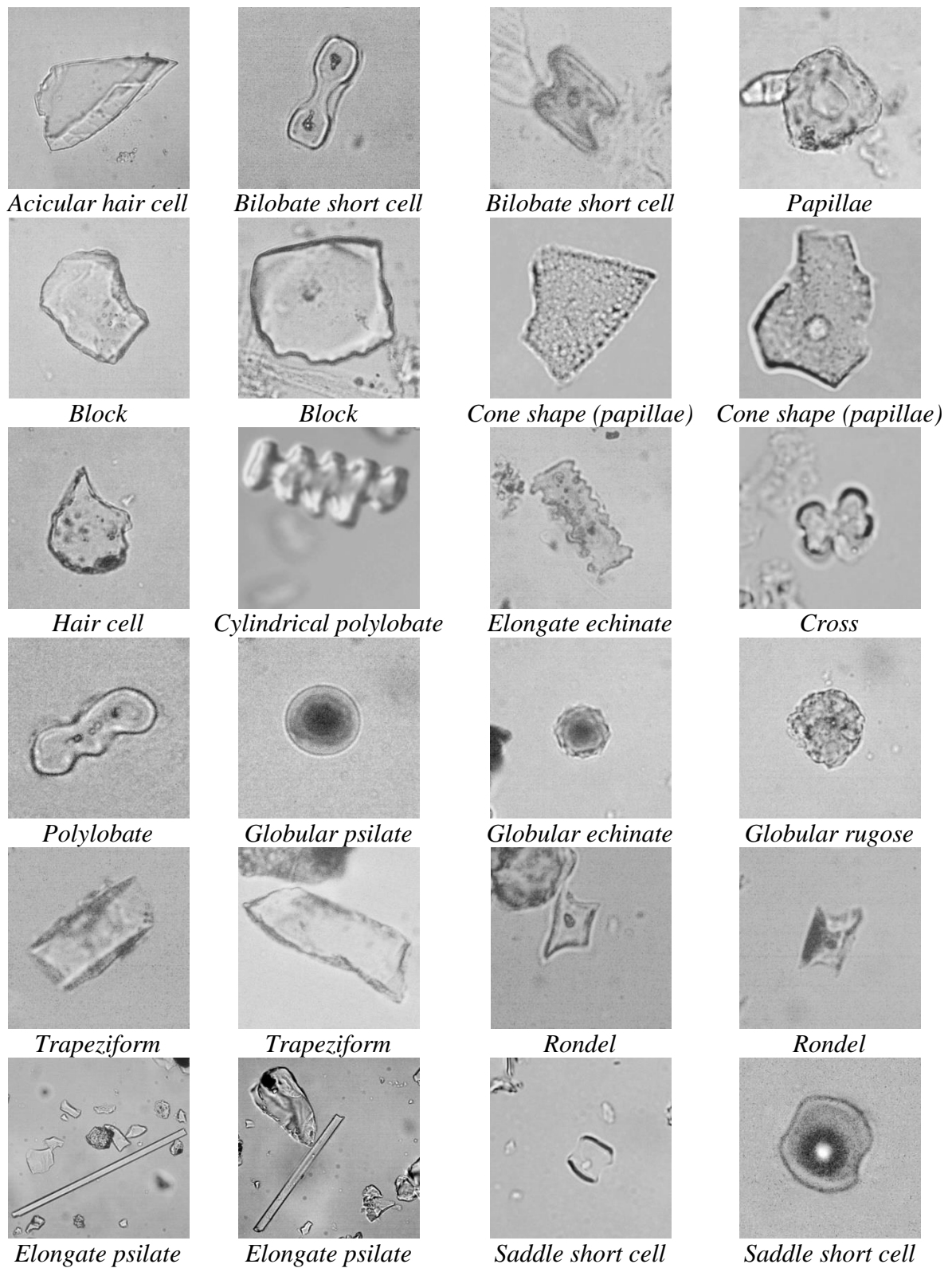


Figura 23. Principais morfotipos identificados nas assembleias fitolíticas dos perfis.