

SEÇÃO V - GÊNESE, MORFOLOGIA E CLASSIFICAÇÃO DO SOLO

SOLOS DO TOPO DA SERRA SÃO JOSÉ (MINAS GERAIS) E SUAS RELAÇÕES COM O PALEOCLIMA NO SUDESTE DO BRASIL⁽¹⁾

A. C. SILVA⁽²⁾, P. VIDAL-TORRADO⁽³⁾,
A. MARTINEZ CORTIZAS⁽⁴⁾ & E. GARCIA RODEJA⁽⁴⁾

RESUMO

A diversidade de ecossistemas do sudeste do Brasil nem sempre pode ser relacionada com fatores edáficos, geomorfológicos ou hidrológicos. Topos de elevações, onde os solos são caracterizados pela unicidade de material de origem, podem constituir ambiente especial para estudos de gênese de solos e datações de eventos cíclicos relacionados com a dinâmica do clima regional. Depois de um levantamento detalhado de solos no topo da Serra São José (Prados - Minas Gerais), dois perfis de solo (P1 e P2), originados de metarenitos da Formação Tiradentes e caracterizados por deposições sucessivas de camadas arenosas alternadas com camadas arenosas enriquecidas com matéria orgânica, foram estudados, com intuito de encontrar testemunhos de paleoambientes. O pequeno platô localiza-se a 1.350 m acima do nível de mar e 350 m acima do nível topográfico regional dominante. No P1, foram identificadas trinta e três camadas enriquecidas com matéria orgânica, alternadas com camadas de areia. Três camadas no P1 (20-30, 70-80 e 100-110 cm), com conteúdo de C orgânico respectivamente de 0,5, 7 e 1 dag kg⁻¹, apresentam idades radiocarbônicas < 40, 180 ± 60 e 350 ± 80 anos AP, respectivamente, e taxas de deposição de 0,177 cm ano⁻¹ entre 110 e 70 cm e de 0,357 cm ano⁻¹ entre 70 e 20 cm de profundidade. No P2, as camadas enriquecidas com matéria orgânica são mais espessas (entre 10 e 130 mm) e apresentam descontinuidades abruptas. Situam-se entre 20-30, 80-90, 110-120 e 170-180 cm de profundidade, têm um conteúdo de C orgânico de 3, 2,5, 21 e 1,5 dag kg⁻¹ e idade radiocarbônica de 3580 ± 80, 3750 ± 80, 21210 ± 180 e 24060 ± 130 anos AP, respectivamente. Suas taxas de deposição são de 0,352 cm ano⁻¹, entre 20 e 80 cm; de 0,002 cm ano⁻¹, entre 80 e 110 cm, e de 0,021 cm ano⁻¹, entre 110 e 170 cm de profundidade. Nos dois perfis, a relação C/N aumenta com a profundidade e com a idade das camadas. Os teores de Ti e Zr, elementos de baixa mobilidade, são mais elevados nas camadas mais antigas dos perfis, enquanto o Cu e o Pb concentram-se nas camadas mais ricas em matéria orgânica. Um fragmento de planta de 5 cm de diâmetro e 62 cm de comprimento,

⁽¹⁾ Recebido para publicação em abril de 2003 e aprovado em março de 2004.

⁽²⁾ Professor da Faculdade de Ciências Agrárias, Faculdades Federais Integradas de Diamantina – FAFEID. Caixa Postal 38, CEP 39100-000 Diamantina (MG). E-mail: christo@fafeid.edu.br

⁽³⁾ Professor do Departamento de Solos e Nutrição de Plantas, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – ESALQ-USP. Caixa Postal 09, CEP 13418-900 Piracicaba (SP). E-mail: pablo@carpa.ciagri.usp.br

⁽⁴⁾ Professor do Departamento de Edafologia, Facultad de Biología, Universidad de Santiago de Compostela. CP 15706, Santiago de Compostela, Espanha. E-mail: edanton@usc.es

situado na base de P2, foi datado de 32220 ± 290 anos AP e relacionado com o início da gênese deste perfil. Os solos do topo da Serra São José são formados a partir de metarenitos da Formação Tiradentes, sem aporte de materiais de outra litologia. A água pluvial é o principal fator que adiciona energia a este ambiente, relacionando os atributos dos solos com o clima. P1 é um solo holocênico (Neossolo Flúvico Psamítico típico), formado a partir de deposições episódicas de areia, alternadas com material enriquecido com matéria orgânica. A formação de P2 (Paleossolo) iniciou-se no Pleistoceno, prolongou-se até o Holoceno e a morfologia de suas camadas enterradas de turfa relaciona-se com a oscilação do espelho d'água de uma lagoa, decorrente de fases mais secas e mais úmidas do clima. As idades radiocarbônicas encontradas estão relacionadas com alternâncias climáticas pleistocênicas e holocênicas em P2 e holocênicas em P1. O perfil P2 está situado em um local propício para realização de estudos palinológicos, com intuito de identificar ecótipos que ocuparam a área a partir do Pleistoceno tardio, relacionando-os com os paleoclimas.

Termos de indexação: paleossolos, datações radiocarbônicas, quaternário, ambientes rupestres

SUMMARY: SOILS OF THE SÃO JOSÉ HILLS (MINAS GERAIS STATE, BRAZIL) AND THEIR RELATIONSHIP WITH PALAEOCLIMATE IN SOUTHEASTERN BRAZIL

The diversity of ecosystems in southeastern Brazil can not always be related to edaphic, geomorphologic, or hydrologic factors. Mountain summits, where soils are characterized by common parent material, offer a special environment for studies of soil genesis and dating of cyclic events related to regional climate dynamics. After a detailed investigation of soils from the São José Hills (Prados - Minas Gerais State, Brazil), two soil profiles (P1 and P2) originated from arenite of the Tiradentes Formation were studied. They are characterized by successive depositions of sandy layers alternated with layers of sand enriched with organic matter. The study site lies 1,350 m above sea level and 350 m above the dominant topographical level of the region. Thirty-three layers with organic matter, alternated with sand layers, were identified in P1. Three layers in P1 (20-30, 70-80, and 100-110 cm depth) with an organic C content of 0.5, 7, and 1 dag kg⁻¹, respectively, present radiocarbon (¹⁴C) ages < 40, 180 ± 60, and 350 ± 80 years BP, respectively, and deposition rates of 0.177 cm year⁻¹ at depths between 110 and 170 cm and of 0.357 cm year⁻¹ between 70 and 20 cm layer. In P2, the layers enriched with organic matter are thicker (between 10 and 130 mm), with abrupt discontinuity. They lie between 20-30, 80-90 110-120, and 170-180 cm deep, have a C content of 3, 2.5, 21, and 1.5 dag kg⁻¹, and a ¹⁴C age of 3580 ± 80, 3750 ± 80, 21210 ± 180, and 24060 ± 130 year⁻¹ BP, respectively. Their deposition rates are 0.352 cm year⁻¹ between 20 and 80 cm, 0.002 cm year⁻¹ between 80 and 110 cm and 0.021 cm year⁻¹ at depths between 110 and 170 cm. In both soil profiles, the C/N ratio increases with depth and age. The amount of Ti and Zr, elements of low mobility, are higher in the oldest profile layers, while Cu and Pb are more concentrated in the layers higher in organic matter. A plant fragment (diameter 5 cm, 62 cm long) found at the bottom of P2 dated back to 32220 ± 290 years BP, and is associated with the beginning of this profile formation. The soils at the summit of São José Hills had its origin in the Tiradentes Formation without contribution of other geologic material. Rain water is the main factor that adds energy to this environmental energy. Therefore, soil formation is related to climate attributes. P1 is a holocenic (Fluvic Entisol) soil, formed by episodic depositions of sand, alternated with sand enriched with organic matter. The formation of P2 (Paleosol) began in the Pleistocene and lasted until the Holocene. The morphology of its buried peat layers is related to oscillations of the water surface of a lake, reflecting drier and more humid climate phases. The assessed radiocarbonic ages are related to Pleistocene and Holocene climate alternations in P2 and holocenic in P1. Profile P2 is an appealing site for palynological studies, where ecotypes that were present in the area beginning in the late Pleistocene can be identified and related to the palaeoclimates.

Index terms: Palaeossols, ¹⁴C dating, Quaternary, High altitude environment.

INTRODUÇÃO

A região Sudeste do Brasil sintetiza os grandes ecossistemas brasileiros: Florestas Ombrófilas e Estacionais nos planaltos ao leste e centro-sul; Cerrado ao centro e oeste; Caatinga ao norte; Florestas de Araucária e mistas nas elevações ao sul e centro-sul (Radambrasil, 1983; Veloso et al., 1991). No topo das elevações quartzíticas de Minas Gerais, ocorrem os campos rupestres, peculiares pela ampla variedade de espécies de Orchidaceae, Bromeliaceae, Xyridaceae e Velloziaceae (Alves, 1991). Esta diversidade caracteriza diferentes condições climáticas (Behling, 1995), edáficas e hidrológicas (Resende et al., 1997).

Neste ambiente diverso, é comum a ocorrência de zonas de tensão ecológica (Radambrasil, 1983), ou seja, regiões onde diferentes ecossistemas ocorrem lado a lado, formando um verdadeiro mosaico, o que revela mudanças paleoclimáticas (Desjardins et al., 1996), já que a diferenciação dos ecossistemas nem sempre pode ser relacionada com fatores edáficos, geomorfológicos e hidrológicos (Carneiro Filho, 1993).

Terraços fluviais datados por radiocarbono (Turcq et al., 1987) evidenciam flutuações paleoclimáticas no sudeste brasileiro: em Gouveia (18° 35' S e 43° 50' W) e Cristalina (16° 45' S e 47° 40' W), depósitos pelíticos ricos em matéria orgânica datados entre 32.000 e 21.000 anos AP mostram um paleoclima mais úmido; depósitos fluviais em São Simão (21° 25' S e 47° 35' W) e o material sedimentar de um horizonte rico em matéria orgânica a 150 cm de profundidade em um paleossolo de Poços de Caldas (21° 50' S e 46° 36' W), datados entre 17.000 e 13.000 anos AP, foram relacionados com uma fase climática mais seca. Suguio et al. (1993), estudando fases de erosão e sedimentação nos depósitos do rio Tamanduá em São Simão (21° 25' S e 47° 35' W), observaram clima úmido entre 32.000 e 21.000 anos AP, mais seco entre 17.000 e 11.000 anos AP e vários episódios mais secos após 7.500 anos AP. Parizzi et al. (1998) relataram climas mais secos no início do Holoceno em Lagoa Santa (19° 25' S e 44° W).

As médias latitudes brasileiras apresentam pântanos e veredas com camadas enriquecidas com matéria orgânica datadas por ¹⁴C, que preservam testemunhos palinológicos relacionados com paleoclimas. Análises palinológicas realizadas por Barberi et al. (2000) em um platô em Águas Emendadas (15° 34' S e 47° 35' W) evidenciam um clima mais úmido e frio entre 24.000 e 21.450 anos AP, clima mais seco e sazonal entre 21.000 e 7.220 anos AP, que resultou na desertificação do platô, e climas similares ao atual após 5.600 anos AP. Em Serra Negra (22° 43' S e 44° 24' W), foram encontradas evidências palinológicas de um clima muito mais frio e úmido que o atual entre 30.000 e 20.000 anos AP, intercalado com fases secas

(Oliveira, 1992). Behling (1995) estudou pólen coletados no Lago do Pires (17° 57' S e 42° 13' W), obtendo evidências de clima mais seco entre 9.700 e 8.810 anos, entre 7.500 e 5.530 anos AP e entre 2.780 e 970 anos AP. Em Salitre de Minas (19° S e 46° 46' W), estudos palinológicos realizados por Ledru (1993; 1996) relacionam climas mais úmidos entre 40.000 e 27.000 anos AP, clima mais seco entre 17.000 e 14.000 anos AP, clima seco entre 11.000 e 10.000 anos AP e entre 8.500 e 5.000 anos AP; fase fria e úmida em torno de 12.000 anos AP e entre 8.500 e 5.000 anos AP.

Em Salitre de Minas (19° S e 46° 46' W), estudos realizados por Pessenda et al. (1996), usando isótopos de carbono (¹³C e ¹⁴C), mostraram fases climáticas muito secas entre 11.000 e 10.000 anos AP e entre 6.000 e 4.500 anos AP; fases secas entre 7.500 e 6.000 anos AP; entre 4.200 e 3.500 anos AP, entre 2.700 e 2.000 anos AP; entre 1.500 e 1.200 anos AP e entre 700 e 400 anos AP. Gouveia (2001) identificou, por meio de datações radiocarbônicas, isótopos de carbono e análise antracológica, predominância de clima mais seco entre 10.800 e 5.000-4.000 anos AP em várias localidades do estado de São Paulo.

As tentativas de reconstituição da seqüência climática do Pleistoceno tardio e do Holoceno na região Sudeste foram, em sua maioria, realizadas em depressões, ambientes preferenciais para deposição de materiais orgânicos de diferentes idades (Ledru, 1993, Ledru et al., 1996; Behling, 1995; Pessenda et al., 1996; Barberi et al., 2000; Gouveia, 2001).

Em alguns topos das serras quartzíticas de Minas Gerais, a topografia e a litologia favorecem a formação de solos, onde camadas arenosas se alternam em profundidade com camadas enriquecidas com matéria orgânica. Estes sistemas simplificados, sem aporte de materiais de outra litologia, constituem ambiente especial para estudos de gênese de solos e para datação absoluta de eventos cíclicos relacionados com a dinâmica do clima regional.

Neste artigo, estão relatadas as idades radiocarbônicas de dois perfis de solos do topo da Serra São José, Prados (MG). Os estudos realizados neste local objetivam contribuir para o entendimento de sua gênese, relacionando-a com paleoclimas, com vistas em contribuir para a discussão sobre a dinâmica do clima no sudeste brasileiro no Pleistoceno tardio e no Holoceno.

MATERIAL E MÉTODOS

Localização

A área considerada localiza-se no topo da Serra São José, município de Prados (Minas Gerais), com coordenadas 21° 03' 57,5" S e 44° 06' 53,8" WGR (Figura 1). Corresponde a um pequeno platô

aplainado de cerca de 2 ha, situado a 1.350 m de altitude, 300 m acima do nível topográfico regional dominante. Este platô está delimitado ao sul e ao norte por afloramentos de metarenito e a oeste e sudeste por ruptura de declive.

Clima e vegetação

O clima da região enquadra-se no tipo Cwb, segundo a classificação de Köppen, ou seja, subtropical moderado úmido, também chamado tropical de altitude (Carvalho et al., 1994), com temperatura média dos meses mais quente e mais frio, respectivamente, de 22 e de 15 °C. Apresenta duas estações bem definidas (verão quente e úmido e inverno frio e seco), com a precipitação média anual em torno de 1.500 mm. Os regimes, hídrico e térmico geral, dos solos da região são, respectivamente, údico e isotérmico (Resende et al., 1988). Todavia, o local destes estudos situa-se em uma área bem mais elevada que o restante da região, apresentando provavelmente temperaturas mais baixas no inverno e precipitação anual mais elevada. Como os solos muito arenosos apresentam drenagem livre, presume-se que seu regime hídrico seja ústico. Os solos com drenagem de imperfeita a má são áquicos.

A vegetação natural é bastante diversificada (Radambrasil, 1983; Carvalho et al., 1994), apresentando vários ecótipos em um raio de 1 km. Ao sul do local dos estudos, no *talus* da escarpa, a Floresta Estacional Semidecidual é a vegetação dominante, mas nas proximidades são encontradas florestas mistas, com a ocorrência de Araucária. Ao norte e ao leste, predominam os cerrados (Cerrado *Stricto sensu*, Campo cerrado e Cerradão). A partir de 1.250 m de altitude, no maciço metarenítico (local dos estudos - Figura 1), predominam os Campos Rupestres, caracterizados por apresentar ampla variedade de espécies de Orchidaceae, Bromeliaceae, Xyridaceae e Velloziaceae (Alves, 1991) se desenvolvendo sobre as rochas e sobre solos pouco desenvolvidos.

Geologia, geomorfologia e solos

A região dos estudos está embasada por metassedimentos de baixo grau metamórfico do Grupo São João Del Rei, do Proterozóico Inferior, composto por cinco formações. As litologias da Formação Tiradentes compõem a Serra São José e são constituídas por metarenitos puros com níveis ortoconglomeráticos e estruturas preservadas (como "ripples": marcas de ondas), relacionadas com o limite da área emersa do paleocontinente Pré-Cambriano ao norte. Contata as demais formações do Grupo São João Del Rei por planos de falha, (Radambrasil, 1983). Saadi (1991) identificou a ação da tectônica ressurgente na dinâmica da paisagem das adjacências da área estudada, analisando a descrição de um "Graben" formado no contato entre os metarenitos da Formação Tiradentes e metassiltitos da Formação Prados, o que contribuiu para o isolamento do platô estudado.

A região faz parte do Planalto de Andrelândia, caracterizado por colinas com topos convexos e tabulares e encostas convexizadas. Elevações metareníticas como a Serra São José representam estruturas com vertentes assimétricas, sendo a parte voltada para sudeste e sul uma escarpa vertical, mostrando os efeitos de basculamento a que foram submetidas (Radambrasil, 1983).

Os solos predominantes na região são os Cambissolos cascalhentos, formados a partir das litologias metassedimentares do Grupo São João del Rei. Nos topos concordantes do nível topográfico regional (em torno de 1.000 m), são encontrados Latossolos formados a partir de materiais retrabalhados (Muggler, 1998). Argissolos ocorrem em encostas e estão associados a pequenos diques de rochas básicas. Nas partes baixas da paisagem, são encontrados Gleissolos indiscriminados e Neossolos Flúvicos. No maciço metarenítico e em seus *talus*, predominam afloramentos de rochas, Neossolos Litólicos e Neossolos Quartzarênicos. Em

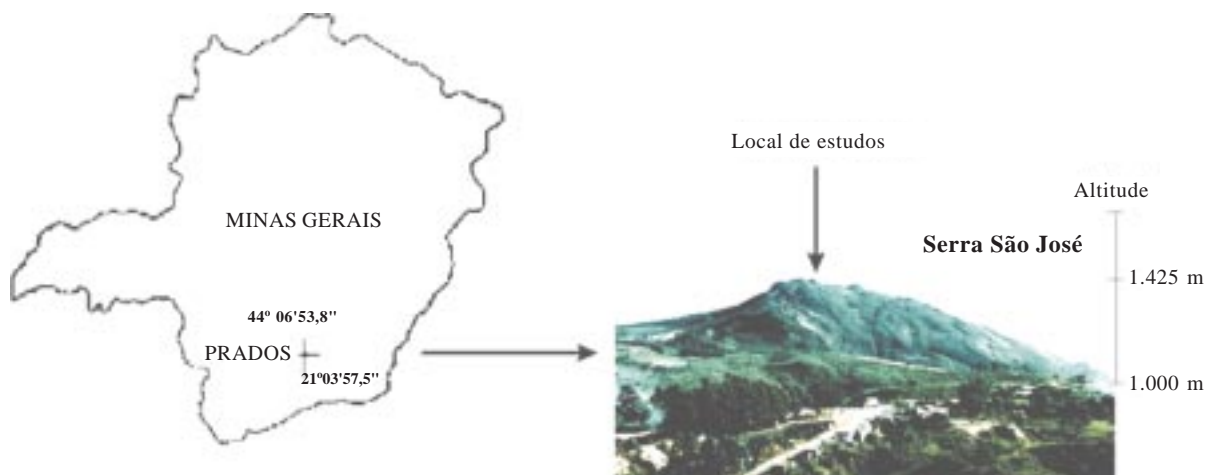


Figura 1. Localização da área dos estudos.

áreas do topo, são encontrados solos arenosos com singular alternância de camadas enriquecidas com matéria orgânica em profundidade (Silva, 1994).

Trabalhos de campo

O local de estudos, um platô elevado da Serra São José, teve suas dimensões avaliadas e foi descrito detalhadamente para identificação dos caminhos preferenciais do fluxo da água, de compartimentos geomórficos distintos, de diques de metarenitos que controlam a deposição de materiais e para obtenção de outras informações de interesse para os estudos.

Os solos foram estudados em duas trincheiras, cujas profundidades foram controladas pela rocha matriz. A primeira trincheira (P1) alcançou 1,5 m e a segunda (P2) 2,1 m de profundidade, nas quais se realizou a descrição morfológica dos solos (Lemos & Santos, 1996) e foram coletadas amostras de cada seção horizontal morfológicamente assemelhada para análises físicas e químicas.

Nos dois perfis de solo, também foram coletadas, de 10 em 10 cm, amostras para quantificação dos teores de C e N, para datações da matéria orgânica por ^{14}C e para análises químicas totais. Estas últimas foram realizadas por meio de fluorescência de raios-X. Nessas análises, foi utilizada a fração menor que 0,053 mm de diâmetro, obtida por peneiramento.

Após a identificação das camadas orgânicas e, ou, enriquecidas com matéria orgânica, enterradas, procedeu-se a uma investigação estratigráfica no campo, por meio de tradagens, para verificar a espessura dos solos no platô, possíveis concordâncias entre as camadas enriquecidas com matéria orgânica do perfil P1 e do perfil P2 e para determinar a continuidade e a extensão horizontal das camadas enriquecidas com matéria orgânica de P2.

Caracterizações analíticas

As análises granulométricas e químicas de rotina (pH, carbono orgânico, fósforo disponível, elementos do complexo sortivo e acidez total) foram feitas de acordo com o método descrito por Embrapa (1999), nos laboratórios de solos da Universidade de Alfenas.

As determinações de C e N totais foram realizadas em analisador elementar LECO CHN 1000 (Nelson & Sommers, 1996), nos laboratórios do Departamento de Edafologia da Universidade de Santiago de Compostela (Espanha).

Amostras escolhidas pelo seu teor de matéria orgânica e profundidade de coleta, bem como uma raiz encontrada a 2 m de profundidade em P2, foram preparadas e encaminhadas ao Laboratório Beta (Miami, USA) para datações por ^{14}C por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo (Pessenda & Camargo, 1991).

A concentração de Ti, Zr, Fe, Mn, Zn, Cu e Pb foi determinada mediante fluorescência de raios-X, utilizando a técnica denominada EMMA (Energy Dispersive Miniprobe Multielement Analyser), nos laboratórios de EMMA Analytical Institute (Canadá), de acordo com o método preconizado por Cheburkin & Shotyky (1996).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Compartimentos geomórficos do platô

O platô estudado apresenta uma ligeira concavidade, tem 265 m de comprimento e largura média de 70 m. Está bordejado por Metarenitos da Formação Tiradentes e apresenta dois compartimentos geomórficos com 2 a 5 % de declividade para leste e para sua parte central, onde se encontram os caminhos preferenciais do fluxo da água (Figura 2). Os Metarenitos fornecem material por meio do intemperismo e ao mesmo tempo controlam a deposição de materiais no platô. A água pluvial é o principal fator que adiciona energia a este sistema.

O compartimento geomórfico mais elevado está cerca de 50 cm acima do compartimento dominante, apresenta cobertura vegetal de maior densidade e ocorre em duas áreas, uma no início (W) e outra no final (ENE) do platô. No compartimento geomórfico dominante, são encontrados os caminhos preferenciais do fluxo interno e externo da água. Nestes caminhos, ocorrem, em alguns locais, sulcos de erosão de até 1,2 m de profundidade, expondo os metarenitos.

A borda NNW constitui, pela sua maior altitude e menor inclinação, a maior fonte de sedimentos arenosos para o platô. A espessura da cobertura pedológica aumenta no sentido EW, condicionada por afloramentos e matações de metarenitos, que também controlam a distribuição do deflúvio superficial. A formação diferenciada dos perfis P1 e P2 está intimamente relacionada com esta dinâmica.

Os solos

O perfil P1

O perfil P1 está situado na área de menor declividade do compartimento geomórfico dominante, caminho preferencial do deflúvio superficial, que é direcionado por afloramentos e matações de metarenito e pelo compartimento geomórfico mais elevado (Figura 2). A montante de P1, ocorre uma ravina de 1,2 m de profundidade, em cuja base aflora o metarenito.

Sua formação estaria ligada a sucessivas deposições de materiais arenosos oriundos de processos erosivos, iniciados, provavelmente, após uma chuva de grande intensidade (maior que 200 mm h⁻¹), arrastando todo o solo do caminho

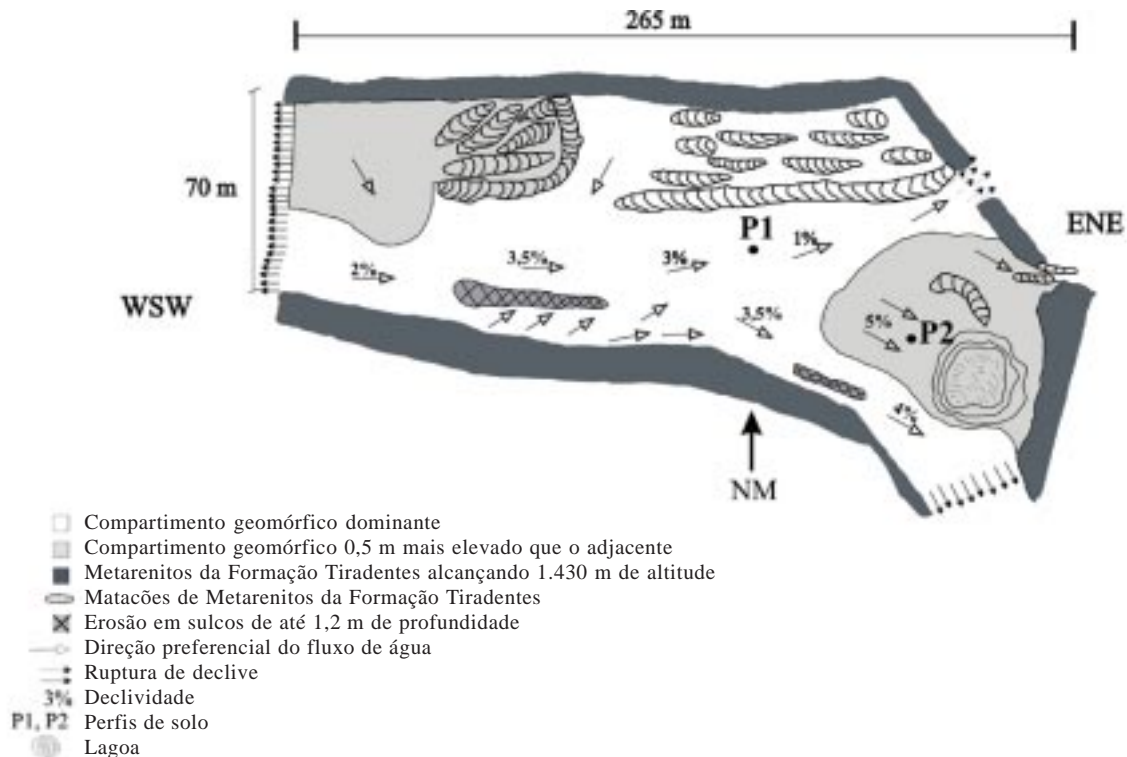


Figura 2. Representação geográfica esquemática do Platô estudado.

preferencial do fluxo de água e expõe sua base metarenítica. Posteriormente, episódios cíclicos de deposição laminar teriam preenchido a depressão, culminando na formação do atual Neossolo Flúvico Psamítico típico (Embrapa, 1999b). A gênese sedimentar deste perfil é bastante evidente, pois ele é formado por 33 camadas milimétricas enriquecidas com matéria orgânica, alternadas com camadas centimétricas de areia. Esta fina estratificação é atribuída a vários episódios de sedimentação laminar (Figura 3).

A disposição das camadas de P1 estaria relacionada com a dinâmica do fluxo de água superficial. Nos períodos de maior deflúvio superficial (maior energia), o fluxo é turbulento e supercrítico, provocando a deposição de material em forma de ondas. À medida que a velocidade da lâmina de água diminui, o fluxo torna-se laminar subcrítico, permitindo a deposição de sedimentos arenosos em camadas. Quando a altura da lâmina de água diminui ainda mais, instala-se o fluxo laminar supercrítico, ocasionando a deposição de sedimentos finos, principalmente orgânicos, acompanhando a forma da superfície (Cojan & Renard, 1997; Suguio, 1980). Nos períodos em que as deposições diminuem, a vegetação cresce no local. Quando as deposições voltam a ocorrer, a vegetação é enterrada, o que parece determinar a formação de camadas de maior espessura e mais ricas em carbono orgânico. Restos vegetais encontrados nestas camadas evidenciam seu enterramento.

A granulometria de todas as camadas de P1, suas baixas capacidade de troca de cátions e soma de bases evidenciam sua gênese a partir de metarenitos (Quadro 1). A elevada porosidade, a drenagem excessiva e o baixo teor de argila deste solo provocam uma baixa retenção de água, e, juntamente com o clima local, revelam um atual regime hídrico ústico. A alternância de camadas mais ou menos paralelas, ora arenosas e claras, ora escuras e ricas em matéria orgânica, evidenciam a gênese sedimentar policíclica de P1 (Figura 3).

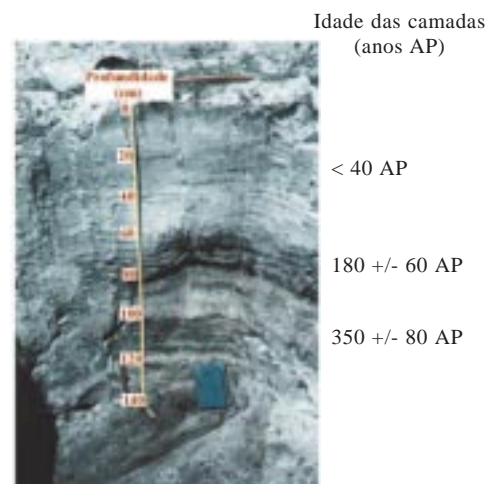


Figura 3. Aspectos morfológicos do Neossolo Flúvico Psamítico típico - P1.

Quadro 1. Atributos químicos e físicos de camadas morfologicamente assemelhadas dos perfis P1 e P2

Perfil	Profundidade	pH H ₂ O	C org.	S	T	V	VTP	AG	AF	Silte	Argila
	cm		dag kg ⁻¹	cmol _c kg ⁻¹			%	dag kg ⁻¹			
P1	0-10	5,5	0,35	0,72	2,22	32,2		90	01	03	06
	10-20	5,5	0,23	0,61	1,91	31,9		88	03	03	06
	20-41	5,3	0,52	0,82	2,92	27,9		85	01	06	08
	41-60	6,0	0,06	0,51	1,61	31,5	71	89	03	02	06
	60-91	4,5	2,67	1,24	17,44	7,1		80	05	05	10
	91-104	5,0	0,17	0,51	1,82	28,0	68,5	95	02	01	02
	104-122	4,8	0,81	0,71	7,01	10,1		86	03	03	08
	122-145	5,3	0,29	0,81	2,12	38,2		93	04	01	02
P2	0-39	4,6	2,96	1,43	15,84	9,1		90	02	03	06
	39-72	5,1	0,70	0,61	3,81	16,0	69	86	06	04	04
	72-108	5,9	0,17	0,51	1,61	31,8		96	01	01	02
	108-120	4,1	19,24	0,92	82,13	1,1	65	72	10	08	10
	120-128	5,5	0,35	0,6	2,10	28,7		87	08	02	03
	128-131	4,9	1,40	0,6	9,41	6,4		93	02	01	04
	131-165	5,6	0,23	0,6	2,10	28,7		97	01	01	01
	165-195	5,0	1,28	0,5	8,40	6,0		91	01	04	04
	195-210+	6,3	0,12	0,5	1,40	35,8		93	05	01	01

C org.: Carbono orgânico; S: soma de bases; T: capacidade de troca de cátions; V: saturação por bases; VTP: volume total de poros; AG: areia grossa; AF: areia fina.

A análise química total revela valores mais elevados de Ti e Zr nas duas camadas mais profundas do perfil. Estes elementos apresentam baixa mobilidade (Drees & Wilding, 1973) e tendem a se concentrar residualmente com o passar do tempo. Fe, Mn, Zn, Cu e Pb se concentram entre 20 e 40 cm, entre 60 e 80 cm e entre 100 e 110 cm de profundidade (Quadro 2), estabelecendo uma correlação linear positiva com o carbono orgânico. Estas correlações evidenciam a capacidade de adaptação da vegetação nativa nestes ambientes de acentuada pobreza química, pois concentra em seus tecidos estes elementos químicos, muitos deles encontrados apenas como traços no material de origem dos solos (Radambrasil, 1983). Cu e Pb são preferencialmente quelatizados pela matéria orgânica, permanecendo no perfil de solo por longos períodos (Martinez Cortizas et al., 1997 e 1999).

O perfil P2

O perfil P2 situa-se em um pequeno compartimento geomórfico mais elevado que a ENE do platô, a 13 m de distância de uma pequena lagoa (Figura 2). O transporte de sedimentos é bem menos intenso do que em P1 graças à pequena área de captação pluvial, o que dificulta a formação de grandes volumes de deflúvio superficial. O lençol freático foi encontrado a cerca de 1,05 m de profundidade, no período mais seco do ano.

Este perfil apresenta seções estratificadas mais espessas, com transição gradual entre elas, diferenciadas pelo teor de carbono orgânico e pela cor (Quadro 1 e Figura 4). Estas seções são interrompidas

a partir de 1,08 m de profundidade por uma camada de turfa (19,24 dag kg⁻¹ de carbono orgânico), que está seguida por outras camadas enriquecidas com carbono orgânico (Figura 4).

A formação da lagoa está condicionada por fatores litológicos e topográficos. Os afloramentos de metarenito a jusante da lagoa barram o fluxo subsuperficial da água, favorecendo o acúmulo de água na parte mais baixa do platô, uma posição de sedimentação.

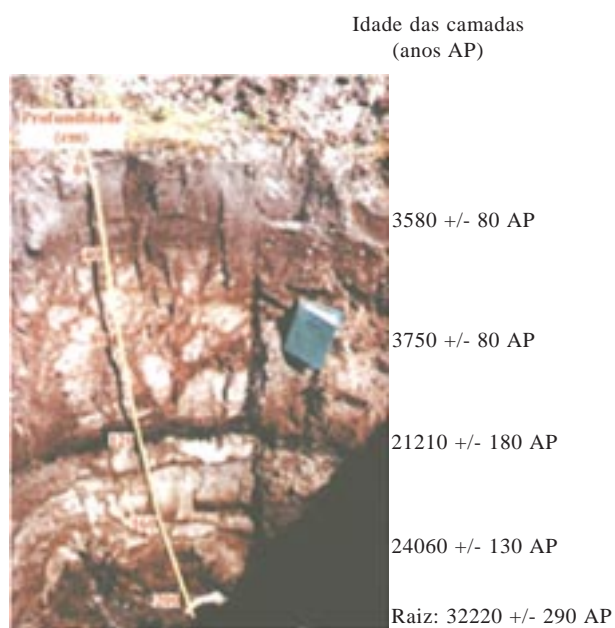
A gênese do perfil P2 está relacionada com as oscilações do espelho d'água da lagoa, que estaria situado a montante do atual espelho d'água nos períodos mais úmidos e a jusante nos períodos mais secos, acompanhando as oscilações do nível freático. Estas oscilações foram monitoradas por meio de tradagens, que detectaram descontinuidades horizontais das camadas de turfa situadas abaixo de 1,08 m. Estas descontinuidades estariam relacionadas com o desenvolvimento de vegetação hidrófila nas bordas da lagoa, onde o solo estaria saturado com água. Quando o nível freático se elevava, em fases climáticas mais úmidas, a vegetação hidrófila seria inundada e, posteriormente, coberta por sedimentos e mais vegetação hidrófila crescia na nova borda (Figura 5).

Este perfil também constitui ambiente muito arenoso e poroso, com baixa capacidade de troca de cátions e soma de bases, decorrente da pobreza de seu material de origem, os metarenitos (Quadro 1).

A variação dos teores de matéria orgânica em profundidade está intimamente relacionada com a

Quadro 2. Teores de Fe, Mn, Cu, Zn e Pb e relação Ti/Zr da fração menor que 0,053 mm dos perfis P1 e P2

Perfil	Camada	Fe	Mn	Cu	Zn	Pb	Zr	Ti
	cm							
P1	0-10	0	10	11	7	0,9	126	0,20
	10-20	0	14	15	5	0	96	0,18
	20-30	141	22	28	14	0,9	267	0,23
	30-40	175	25	28	14	2,1	227	0,22
	40-50	0	20	21	10	0	147	0,21
	50-60	357	20	49	39	2,1	240	0,24
	60-70	705	35	254	95	6,6	167	0,23
	70-80	821	37	235	93	8,5	114	0,19
	80-90	0	11	55	46	1,0	115	0,21
	90-100	0	13	22	6	0	157	0,21
	100-110	600	30	74	55	8,6	148	0,22
	110-120	163	20	23	14	3,8	191	0,22
	120-130	86	19	27	11	2,6	263	0,26
	130-140	510	23	78	23	6,1	276	0,27
P2	0-10	629	39	8	4	2,3	188	0,24
	10-20	584	35	11	6	2,0	174	0,24
	20-30	212	23	14	6	3,9	248	0,27
	30-40	37	13	10	2	1,8	212	0,23
	40-50	0	9	12	3	0,1	166	0,21
	50-60	0	6	22	5	1,2	222	0,23
	60-70	0	0	18	5	0,4	232	0,22
	70-80	0	19	11	4	0,0	295	0,25
	80-90	35	7	34	13	0,7	266	0,27
	90-100	0	17	14	3	0	253	0,24
	100-110	0	16	10	4	2,4	367	0,26
	110-120	279	13	82	44	17,6	308	0,33
	120-130	0	13	13	3	2,3	235	0,24
	130-140	0	17	21	8	0	280	0,25
	140-150	74	19	19	4	6,4	334	0,33
	150-160	0	8	12	4	2,4	402	0,31
	160-170	4	7	13	2	3,1	480	0,31
170-180	168	10	54	27	9,0	452	0,38	
180-190	0	0	10	0	0	303	0,27	
190-200	29	7	21	2	3,6	327	0,29	

**Figura 4. Aspectos morfológicos do Paleossolo - P2.**

oscilação do espelho d'água da lagoa (Figura 5) e com a profundidade do lençol freático, sempre próximo à superfície, já que P2 situa-se na parte mais baixa do compartimento mais elevado do platô (Figura 2). Apesar da elevada porosidade e do baixo teor de argila (Quadro 1), este solo é mal drenado, em virtude da proximidade do lençol, e apresenta um regime hídrico áquico.

Os resultados da análise química total revelam valores mais elevados para Ti e Zr nas camadas mais profundas do perfil, bem como teores destes elementos mais elevados em relação a P1. Como estes elementos apresentam baixa mobilidade (Drees & Wilding, 1973) e tendem a se concentrar com o passar do tempo, podem-se inferir diferenças de idade entre P2 e P1. Os menores teores totais de elementos de elevado potencial redox (Fe e Mn), que são móveis quando reduzidos, nas camadas mais profundas de P2 em relação às camadas mais profundas de P1, também apoiam a inferência da frase anterior. O comportamento do Cu e Pb em P2 se assemelha ao encontrado em P1, ou seja, tais

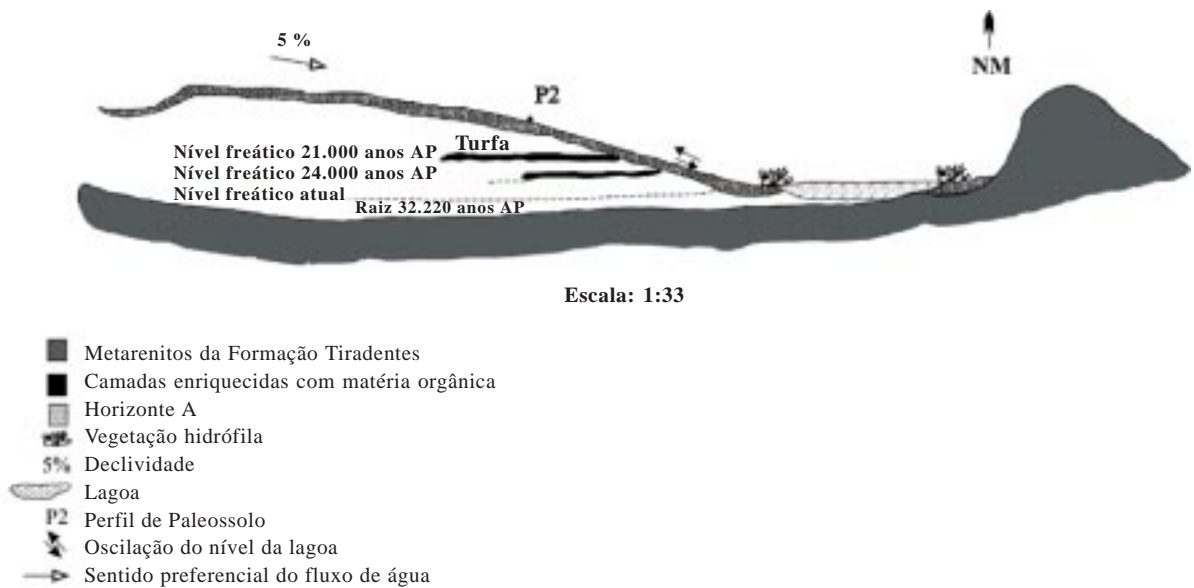


Figura 5. Representação esquemática da gênese das camadas enriquecidas com matéria orgânica no Paleossolo - P2.

elementos concentram-se nas camadas mais ricas em matéria orgânica, mas seus teores totais são mais baixos (Quadro 2).

As relações C/N das camadas de P2 aumentam com a profundidade e com a idade e são muito superiores àquelas encontradas em P1 (Figura 6), evidenciando maior taxa de mineralização dos compostos orgânicos mais ricos em N (Swift, 1996) e diferenças de idade entre P1 e P2. Não foram encontrados fragmentos de carvão nos perfis estudados.

Datações radiocarbônicas

O perfil P1, de gênese sedimentar e situado no compartimento geomórfico dominante, apresenta camadas enriquecidas com matéria orgânica com idades de 350 anos AP entre 100 e 110 cm, de 180 anos AP entre 70 e 80 cm e de menos de 40 anos AP entre 20 e 30 cm de profundidade. Desconsiderando as perdas por erosão, taxas anuais de deposição em P1 seriam de $0,177 \text{ cm ano}^{-1}$ entre 110 e 70 cm e de $0,357 \text{ cm ano}^{-1}$ entre 70 e 20 cm (Quadro 3). Estas taxas estão relacionadas com o clima atual (úmido), e a menor taxa de deposição poderia estar ligada à pequena idade do gelo europeia (Séculos XIII a XVIII), quando o clima das regiões temperadas era em média 3° C mais frio que o atual e o clima das regiões tropicais era mais seco (Martinez Cortizas et al., 1999). A camada enriquecida com matéria orgânica mais espessa (60 mm), entre 60 e 70 cm de profundidade e com 180 anos AP, estaria relacionada com a transição para o clima atual.

O perfil P2, situado no compartimento geomórfico mais elevado, apresenta idades de formação de suas

camadas totalmente distintas do perfil P1. Seu desenvolvimento se deu pelo menos a partir de 32.000 anos AP, pois um fragmento vegetal com 5 cm de diâmetro e 62 cm de comprimento foi encontrado a 2 m de profundidade, no contato com o metarenito. A camada de 50 mm enriquecida com matéria orgânica situada a 180 cm de profundidade e datada em 24.060 anos AP (Quadro 3) representa o início de uma alternância de camadas ricas e pobres em matéria orgânica, que termina em uma camada de turfa situada entre 108 e 120 cm de profundidade.

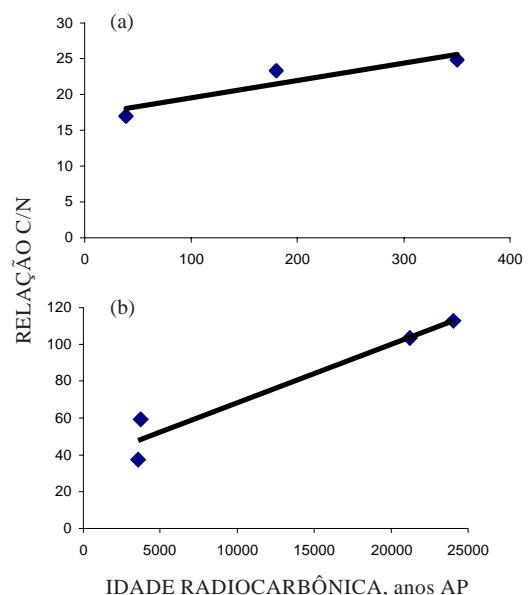


Figura 6. Idades radiocarbônicas e relações C/N nas camadas do Neossolo Flúvico - P1 (a) e do Paleossolo - P2 (b).

Quadro 3. Teores de C e de N orgânicos, relação C/N, idade radiocarbônica da fração menor que 0,053 mm e taxa de deposição de P1 e P2

Perfil	Camada	C	N	Relação C/N	Idade	Taxa de deposição	
	cm	— dag kg ⁻¹ —			Anos AP	cm ano ⁻¹	
P1	0-10	1,27	0,083	15,30	< 40	0,357	
	10-20	0,39	0,029	13,45			
	20-30	3,40	0,200	17,00			
	30-40	1,70	0,081	20,99			
	40-40	0,94	0,058	16,21	180 ± 60		
	50-60	5,57	0,248	22,46			
	60-70	16,94	0,745	22,74			
	70-80	19,88	0,852	23,33			
	80-90	-	-	-	350 ± 80		0,177
	90-100	2,50	0,125	20,00			
	100-110	16,31	0,658	24,79			
	110-120	7,20	0,301	23,92			
	120-130	5,73	0,276	20,77			
	130-140	7,73	0,295	26,20			
P2	0-10	13,37	0,502	26,63	3.580 ± 80	0,352	
	10-20	13,05	0,485	26,91			
	20-30	12,94	0,347	37,29			
	30-40	9,02	0,266	33,91			
	40-40	3,48	0,108	32,22	3.750 ± 80		
	50-60	2,32	0,064	36,25			
	60-70	2,67	0,051	52,35			
	70-80	3,19	0,049	65,10			
	80-90	13,52	0,229	59,04	21.210 ± 180		0,002
	90-100	1,74	0,047	37,02			
	100-110	2,37	0,048	49,38			
	110-120	31,11	0,301	103,35			
	120-130	6,42	0,102	62,94	24.060 ± 130		
	130-140	3,12	0,032	97,50			
	140-150	6,63	0,136	48,75			
	150-160	1,70	0,032	53,13			
	160-170	1,62	0,034	47,65			
	170-180	11,73	0,104	112,78			
	180-190	6,09	0,087	70,00			
190-200	11,23	0,136	82,57				
Serapilheira grossa		47,89	0,627	76,38			
Serapilheira fina		26,06	0,379	68,76			
Fragmento vegetal a 2 m		39,55	0,482	82,05	32.220 ± 290		

Esta camada foi datada em 21.210 anos AP (Quadro 3), contém 31,11 dag kg⁻¹ de C orgânico (fração menor que 0,053 mm) e estaria relacionada com o ápice de uma fase paleoclimática mais úmida com o ápice de uma fase paleoclimática mais úmida com curtos períodos mais secos, que causaria a elevação do nível freático, com conseqüente oscilação do espelho d'água da lagoa para montante (Figura 5).

Este ápice de umidade e os períodos mais secos estão evidenciados pela alternância de camadas com maior e menor teor de C orgânico, pela taxa de deposição de 0,021 cm ano⁻¹ (Quadro 3) e pela descontinuidade das camadas ricas em matéria orgânica situadas abaixo de 1,20 m (Figura 4).

Evidências de um clima mais úmido neste período foram encontradas em regiões situadas em um raio

de 500 km do local deste estudo. Por meio de análises palinológicas e datações radiocarbônicas, Barberi et al. (2000) demonstraram a ocorrência de um clima mais úmido e frio entre 24.000 e 21.450 anos AP em uma vereda situada em um platô com altitude semelhante à do local deste estudo. Oliveira (1992) encontrou na Serra da Mantiqueira evidências palinológicas de um clima muito mais frio e úmido que o atual entre 30.000 e 20.000 anos AP. Turcq et al (1995), estudando terraços fluviais, encontraram um paleoclima mais úmido entre 32.000 e 21.000 anos AP. Investigações palinológicas realizadas por Ledru (1993; 1996) revelaram clima mais úmido entre 40.000 e 27.000 anos AP. Suguio et al. (1993) verificaram a ocorrência de clima úmido entre 32.000 e 21000 anos AP.

A seqüência cronológica de P2 segue com a datação da camada entre 80 e 90 cm de profundidade, em 3.750 anos AP. A taxa de deposição entre 80 e 120 cm de profundidade, de 0,002 cm ano⁻¹, é muito baixa, o que indicaria um paleoclima mais seco nesta fase. Os 3.580 anos AP encontrados para a matéria orgânica situada entre 20 e 30 cm e a taxa de deposição de 0,352 cm ano⁻¹ entre 80 e 20 cm de profundidade mostram um paleoclima mais úmido a partir de 3.800 anos AP (Quadro 3). Como a partir da turfa (108-120 cm) em direção à superfície não ocorrem mais camadas horizontais escuras, com elevados teores de C orgânico, pode-se inferir que a matéria orgânica encontrada entre 20 e 80 cm é da mesma época, ou seja, do retorno ao período de climas mais úmidos, semelhantes ao atual.

Os estudos realizados em outras áreas do Sudeste do Brasil, utilizando datações por radiocarbono, evidenciam oscilações paleoclimáticas concordantes com a seqüência cronológica proposta neste estudo. Gouveia (2001) encontrou evidências de predominância de clima mais seco entre 10.800 e 5.000-4.000 anos AP. Barberi et al. (2000) verificaram climas mais secos entre 21.000 e 7.220 anos AP, que resultaram na desertificação de um platô com a mesma altitude do platô deste estudo. Parizzi et al. (1998) relataram um período mais seco no início do Holoceno. Turcq et al. (1995) obtiveram evidências de clima mais seco entre 17.000 e 14.000 anos AP, entre 11.000 e 10.000 anos AP e entre 8.500 e 5.000 anos AP. Behling (1995) relatou fases mais secas entre 9.700 e 8.810 anos e entre 7.500 e 5.530 anos AP. Pessenda et al. (1996) identificaram fases climáticas muito secas entre 11.000 e 10.000 anos AP e entre 6.000 e 4.500 anos AP; fases secas entre 7.500 e 6.000 anos AP e entre 4.200 e 3.500 anos AP. Suguio et al. (1993) evidenciaram clima mais seco entre 17.000 e 11.000 anos AP e vários episódios mais secos após 7.500 anos AP.

Por apresentar seções ricas em matéria orgânica e saturadas com água, a partir de 1,05 m de profundidade, o perfil P2 constitui um local propício para realização de estudos palinológicos, com intuito de identificar ecótipos que ocuparam a área a partir do Pleistoceno tardio, relacionando-os com os paleoclimas.

A diferença acentuada de idades radiocarbônicas encontradas entre P1 e P2, a gênese sedimentar de P1 e a discrepância entre a drenagem dos dois perfis evidenciam que o compartimento geomórfico mais elevado é mais antigo e que seus remanescentes foram preservados da remoção por erosão.

As evidências morfológicas, estratigráficas, químicas e as datações radiocarbônicas caracterizam o perfil P1 como Neossolo Flúvico Psamítico típico e o perfil P2 como Paleossolo, ou seja, suas camadas enterradas ricas em matéria orgânica são remanescentes do Pleistoceno tardio.

CONCLUSÕES

1. Os solos do topo da Serra São José são formados a partir de metarenitos da Formação Tiradentes, sem aporte de materiais de outra litologia.
2. A água pluvial é o principal fator que adiciona energia a este ambiente, relacionando os atributos dos solos do platô com o clima.
3. P1 é um Neossolo Flúvico holocênico, formado a partir de deposições episódicas de areia, alternadas com material enriquecido com matéria orgânica.
4. A formação de P2 (Paleossolo) iniciou-se no Pleistoceno tardio, prolongou-se até o Holoceno e a morfologia de suas camadas de turfa enterradas relacionam-se com a oscilação do espelho d'água de uma lagoa, em razão de fases mais secas e mais úmidas do clima.
5. As idades radiocarbônicas encontradas estão relacionadas com alternâncias climáticas pleistocênicas e holocênicas no perfil P2 e holocênicas no perfil P1.

LITERATURA CITADA

- ALVES, R.J.V. Field guide to the orchids of the Serra São José, Minas Gerais State, Brazil. Rio de Janeiro, Tropicaleaf, 1991. 149p.
- BARBERI, M.; SALGADO-LABOURIAU, M.L. & SUGUIO, K. Paleovegetation and paleoclimate of "Vereda de Águas Emendadas", central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 13:241-254,2000.
- BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from lago do Pires, SE Brasil: vegetation, climate and fire history. *J. Paleolim.*, 14: 253-268, 1995.
- CARNEIRO FILHO, A. Cerrados amazônicos: fósseis vivos? Algumas reflexões. *R. IG*, 14: 63-68, 1993.
- CARVALHO, M.M.; EVANGELHISTA, A.R. & CURI, N. Desenvolvimento fisiográfico de pastagens na zona fisiográfica Campos das Vertentes, MG. Coronel Pacheco, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/Escola Superior de Agricultura de Lavras, 1994. 127p.
- CHERBURKIN, A.K. & SHOTYK, W. An energy-dispersive Miniprobe Multielement Anayser (EMMA) for Direct analysis of Pb and Other trace elements in peats. *Fresenius' J. Anal. Chem.*, 354:688-691,1996.
- COJAN, I. & RENARD, M. *Sédimentologie*. Paris, Masson, 1997. 534p.
- DESJARDINS, T.; CARNEIRO FILHO, A.; MARIOTTI, A.; CHAUVEL, A. & GIRARDIN, C. Changes of forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during holocene revealed by stable isotope ratios of soil organic carbon. *Oecologia*, 108:749-756, 1996.
- DREES, L.R. & WILDING, L.P. Elemental variability within a sampling unit. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37:82-87, 1973.

- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de análises químicas de solos, plantas e fertilizantes. SILVA, F. C., coord. Campinas, 1999a. 370p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, 1999b. 412p.
- GOUVEIA, S.E.M. Isótopos de carbono na avaliação do remonte biológico de Latossolos e Podzólicos e de eventos paleoclimáticos em distintas localidades do Brasil. Piracicaba, Universidade de São Paulo, 2001. 116p. (Tese de Doutorado)
- LEDRU, M.-P. Late quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary Res.*, 39:90-98,1993.
- LEDRU, M.-P.; BRAGA, P.I.S.; SOUBIÉS, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K. & TURCQ, B. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeog.*, *Palaeocl.*, *Palaeoecol.*, 123:239-257, 1996.
- LEMOES, R.C. & SANTOS, R.D. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 3.ed. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1996. 84p.
- MARTINEZ CORTIZAS, A.; PONTEVEDRA POMBAL, X.; NOVOA MUNHOZ, J.C. & GARCIA RODEJA, E. Four thousand years of atmospheric Pb, Cd and Zn deposition recorded by the ombrotrophic peat bog of Penido Vello (Northwestern Spain). *Water, Air Soil Poll.*, 100:387-403, 1997.
- MARTINEZ CORTIZAS, A.; PONTEVEDRA POMBAL, X.; GARCIA RODEJA, E.; NOVOA MUNHOZ, J.C. & SHOTYK, W. Mercury in a Spanish peat bog: archive of climate change and atmospheric metal deposition. *Science*, 284:939-942,1999.
- MUGGLER, C.C. Polygenetic Oxisols on Tertiary Surfaces, Minas Gerais, Brazil. Wageningen, University of Wageningen, 1998. 186p. (Tese de Doutorado)
- NELSON, D.W. & SOMMERS, L.E. Total carbon, organic carbon and organic matter. In: *Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods.* Madison, Soil Science Society of America and American Society of Agronomy, 1996. p.961-1009. (Book Series, 5)
- OLIVEIRA, P.E. A palynological Record of late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil. Columbus, The Ohio State University – USA, 1992. 238p. (Tese de Doutorado)
- PARIZZI, M.G.; SALGADO-LABOURIAU, M.L. & KHOLER, H.C. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. *The Holocene*, 8:311-321,1998.
- PESSENDA, L.C.R. & CAMARGO, P.B. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. *Química Nova*, 14:98-103, 1991.
- PESSENDA, L.C.R.; RAMON ARAVENA; MELFI, A.J.; TELLES, E.C.C.; BOULET, R.; VALENCIA, E.P.E. & TOMAZELLO, M. The use of carbon isotopes (¹³C, ¹⁴C) in soil to evaluate vegetation changes during the holocene in central Brazil. *Radiocarbon*, 38:191-201,1996.
- RADAMBRASIL. Levantamento dos recursos naturais: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. *Folhas SF. 23 / 24*, Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia, 1983. 780p.
- RESENDE, M.; CURI, N. & SANTANA, D.P. Pedologia e fertilidade do solo: interações e aplicações. Brasília, MEC/ESAL/Potafos, 1988. 81p.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B. & CORRÊA, G.F. Pedologia: base para distinção de ambientes. Viçosa, NEPUT, 1997. 304p.
- SAADI, A. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte, Universidade Federal de Minas Gerais, 1991. 160p. (Tese - Professor Titular)
- SILVA, A.C. Mapeamento pedológico e zoneamento ambiental da Área de Preservação Ambiental Serra São José. Belo Horizonte, Fundação Estadual de Meio Ambiente, 1994. 43p.
- SUGUIO, K. Introdução a sedimentologia. São Paulo, Blucher, 1980. 317p.
- SUGUIO, K.; ABSY, M.L.; FLEXOR, J.M.; LEDRU, M.P.; MARTIN, L.; SIFEDDINE, A.; SOUBIÉS, F.; TURCQ, B. & YBERT, J.-P. The evolution of the continental and coastal environments during last climatic cycle in Brazil. (120ky B.P. to Present). *B. Inst. Geog. USP - Série Cient.*, 24:27-41,1993.
- SWIFT, R.S. Organic matter characterization. In: *Methods of soil analysis Part 3. Chemical methods.* Madison, Soil Science Society of America and American Society of Agronomy, p.1011-1069, 1996. (Book Series, 5)
- TURCQ, B.; SUGUIO, K.; SOUBIÉS, F.; SERVANT, M. & PRESSINOTTI, M.M.N. Alguns terraços fluviais do sudeste e centro-oeste brasileiro datados por radiocarbono. Possíveis significados paleoclimáticos. In: *CONGRESSO DA ABEQUA*, 1., Porto alegre, 1987. *Anais. Porto Alegre, ABEQUA*, 1987. p.379-392.
- TURCQ, B.; SUGUIO, K.; ABSY, M.L.; LEDRU, M.P.; LORSCHREITER, A.L.; MARTINI, L.; RICCOMINI, C.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A. & SOUBIÉS, F. Climas Pleistocênicos No Brasil. In. *CONGRESSO DA ABEQUA*, 5., Niterói, 1995. *Anais. Niterói, ABEQUA*, 1995. p.28-31.
- VELOSO, H.P.; RANGEL FILHO, A.L.R.; LIMA, J.C.A. Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal. Rio de Janeiro, IBGE, 1991. 123p.