



Este trabalho está licenciado sob uma [Licença Creative Commons Attribution 3.0](https://creativecommons.org/licenses/by/3.0/) .



This work is licensed under a Creative Commons Attribution 3.0 License.

REFERÊNCIA

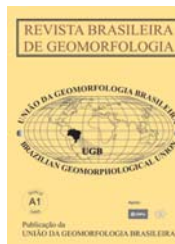
VASCONCELOS, Vinicius. et al. Modelo de evolução pedogeomorfológica da serra da Canastra, MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n.2, p. 197-212, 2013. Disponível em: < <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/379/330>>. Acesso em: 6 maio 2014.



www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 14, n° 2 (2013)



MODELO DE EVOLUÇÃO PEDOGEOMORFOLÓGICA DA SERRA DA CANASTRA, MG

PEDOGEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION MODEL OF SERRA DA CANASTRA, MG

Vinicius Vasconcelos

Departamento de Geografia da Universidade de Brasília (UnB) – Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte – CEP 70910-900 – Brasília, DF
E-mail: vinicius.vascoza@gmail.com

Eder de Souza Martins

Embrapa Cerrados, BR 020, km 18, Rod. Brasília-Fortaleza, Planaltina/DF – Caixa Postal 08223 – CEP 73310-970 – E-mail: martieder@gmail.com

Osmar Abílio de Carvalho Junior

Departamento de Geografia da Universidade de Brasília (UnB) – Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte – CEP 70910-900 – Brasília, DF
E-mail: osmarjr@unb.br

José Marques Junior

Departamento de Solos e Adubos da Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinária da Universidade Estadual Paulista (UNESP), Campus Jaboticabal, Via de Acesso Prof. Paulo Donato Castellane s/n – CEP 14884-900 – Jaboticabal, SP – E-mail: marques@fcav.unesp.br

Diego Silva Siqueira

Departamento de Solos e Adubos da Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinária da Universidade Estadual Paulista (UNESP), Campus Jaboticabal, Via de Acesso Prof. Paulo Donato Castellane s/n – CEP 14884-900 – Jaboticabal, SP – E-mail: diego_silvasiqueira@yahoo.com.br

Antônio Felipe Couto Junior

Universidade de Brasília, Faculdade UnB Planaltina, Planaltina/DF - CEP 73300-000 – E-mail: antoniofelipejr@gmail.com

Renato Fontes Guimarães

Departamento de Geografia da Universidade de Brasília (UnB) – Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte – CEP 70910-900 – Brasília, DF
E-mail: renatofg@unb.br

Roberto Arnaldo Trancoso Gomes

Departamento de Geografia da Universidade de Brasília (UnB) – Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte – CEP 70910-900 – Brasília, DF
E-mail: robertogomes@unb.br

Adriana Reatto

Embrapa Cerrados, BR 020, km 18, Rod. Brasília-Fortaleza, Planaltina/DF - Caixa Postal 08223 - CEP 73310-970 -
E-mail: reatto@cpac.embrapa.br

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
10/12/2012

Data de Aprovação:
02/08/2013

Palavras-chave:

Pedologia; variabilidade espacial de solo; gibbsita; formas de ferro; colúvio.

Keywords:

Pedology; soil spatial variability; gibbsite; iron forms; colluviums.

Resumo

A gibbsita e as formas de ferro em solos tropicais são preferencialmente controladas pela posição na paisagem e variação das condições hídricas ao longo das pedossequências. Normalmente, em escala regional, a gibbsita aumenta com a elevação do terreno e a idade da superfície, enquanto que, na escala local, decresce do topo para a base das vertentes. A razão entre o ferro oxalato e o ferro ditionito (Fe_o/Fe_d) em condições oxidantes e bem drenadas tendem a ser baixas ($< 0,05$), como no caso dos Latossolos. Por outro lado, razões mais elevadas (entre 0,5 e 1) caracterizam ambientes submetidos a condições redutoras, que indicam a dissolução de óxidos de ferro cristalinos e sua precipitação em formas menos estáveis. A razão entre o ferro ditionito e o ferro total (Fe_d/Fe_2O_3) é um indicativo do estágio de intemperismo do solo. Razões de $Fe_d/Fe_2O_3 > 0,8$ são geralmente observadas em Latossolos. O comportamento destes parâmetros na paisagem é decorrente do processo

evolutivo das catenas. Este trabalho tem como objetivo descrever uma pedossequência na Serra da Canastra, caracterizada por uma polaridade inversa da gibbsita e razões de Fe_d/Fe_2O_3 e Fe_o/Fe_d próprias de um ambiente redutor. A pedossequência possui Latossolo no topo e Gleissolo na base. Entre a alta e média vertentes ocorrem solos desenvolvidos *in situ*, com uma sequência apresentando Latossolo a montante e Cambissolo a jusante. Na baixa vertente, ocorrem solos desenvolvidos sobre rampas de colúvio, mostrando a sequência Latossolo- Gleissolo para jusante. Foram coletadas amostras dos horizontes diagnósticos em 10 trincheiras ao longo de uma pedossequência. As amostras foram submetidas às seguintes análises: ferro extraído com ditionito-citrato-bicarbonato (Fe_d) e oxalato de amônio (Fe_o), análise termogravimétrica para quantificação direta de gibbsita e caulinita e susceptibilidade magnética. O conjunto de dados foi processado por análise multivariada: Análise de Componentes Principais (ACP) e Análise de Grupos (AG). Observou-se que os solos mostram uma evolução lateral de transformação de Latossolos em Gleissolos, de forma progressiva e descontinuada na paisagem. O limite superior da vertente onde ocorrem depósitos coluvionares é marcado pela variação da susceptibilidade magnética, textura e cor do solo. As análises multivariadas (ACP e AG) e os estudos de campo indicam que a pedossequência é derivada de sucessivos solapamentos provocados por erosão subsuperficial e deposição de colúvio, com avanço de ambientes hidromórficos nestas porções relativamente rebaixadas da paisagem.

Abstract

The gibbsite and iron compounds in tropical soils are controlled by landscape position and variation of hydric conditions along the pedosequences. Typically, in the regional scale the gibbsite ratio decrease with increasing elevation and surface age, while in the local scale the ratio decrease from top to base in a pedosequence. The ratio of oxalate iron and dithionite iron (Fe_o/Fe_d) under oxidizing conditions and well-drained tend to be low (<0.05), as in Oxisols. On other hand, higher ratios (between 0.5 and 1) characterized environments with reduction conditions, indicating the dissolution of crystalline iron forms and its precipitation on less stable forms. The ratio between dithionite iron and the total iron, (Fe_d/Fe_2O_3) is indicative of the stage of the soil weathering. Fe_d/Fe_2O_3 ratios > 0.8 are observed in Oxisols, generally. The behavior of these parameters in the landscape is the result of the evolutionary process of catenas. This paper aims to describe a pedosequence in Serra da Canastra, characterized by an opposite polarity of gibbsite and iron forms that indicate a reducing environment. This pedosequence has Oxisol in the top and Gleysol on the base. Samples were collected of the soil diagnostic horizon in 10 trenches. The samples were submitted the following procedures: geochemical analyses (major elements), iron extractable with dithionite-citrate-bicarbonate (Fe_d) and ammonium oxalate (Fe_o), thermogravimetric analysis for gibbsite and kaolinite direct quantification and magnetic susceptibility. The data set was processed by multivariate analysis: Principal Component Analysis and Cluster Analysis. Soil transformation through upstream water saturation occurs gradually and discontinued in the landscape. The upper limit of colluvial deposits is marked by magnetic susceptibility, texture and color variation. Principal Components Analysis and Cluster Analysis show physical, chemical and mineralogical trends in the pedosequence. The analyses indicate that the pedosequence is derived of successive sinks and colluviums and the advancement of these hydromorphic environments to the hollows portions of the landscape.

Introdução

A cobertura pedológica é um corpo contínuo, organizado e estruturado, com diferenciações verticais e laterais que podem ser progressivas ou abruptas em diversas escalas de observação. As diferenciações e variações pedológicas devem ser estudadas considerando as dimensões espaço-temporais, sob a luz da história climática e geomorfológica (Sommer & Schlichting, 1997; Gobin et al., 2001; Bockheim et al., 2005; Queiroz-Neto, 2011). Neste escopo, a catena (pedossequência) foi um dos primeiros conceitos propostos, expressando à organização e a distribuição das propriedades do solo ao longo de uma vertente (Milne, 1936). Milne (1935a) foi o primeiro a cunhar o termo “catena” que expressa a variação dos atributos do solo com repetições regulares na topografia, indicando não a recorrência de um simples solo, mas de uma

sequência de solo sobre uma área. Milne (1935b) expande a sua ideia original considerando que os padrões de catena podem ser provenientes de diferentes condições de drenagem combinados com os efeitos de erosão e deposição ao longo da vertente. Este termo foi propagado e incorporado na classificação de solos (Baldwin et al., 1938), porém o conceito foi redefinido e restringido para uma sequência de solos sobre um material de origem uniforme. No entanto, essa nova concepção teve objeções de vários pedólogos principalmente os que trabalhavam em regiões tropicais (Griffith, 1952).

Diferentes terminologias para as sequências de solo (pedossequência) são adotadas considerando o fator genético predominante, como: litossequência (material de origem) (Campos et al., 2007; Motta et al., 2002); topossequência (relevô) (Bushnell, 1942; Curi & Franzmeier, 1983); climossequência (clima) (Bracewell et al., 1976; Rabenhorst et al.,

1986; Soubrand-Colin et al., 2007); hidrossequência (lençol freático) (Macedo & Bryant, 1987; Motta & Kämpf, 1992); cronossequência (tempo) (Aniku & Singer, 1990; Bain et al., 1993; Bormann & Sidle, 1990; Huggett, 1998) e antropossequência (ação humana) (Certini et al. 2007; Pouyat & Effand, 1999).

Outra subdivisão das sequências de solo foi proposta por Sommer & Schlichting (1997) que desenvolveram o conceito de catenas arquetípicas dependentes dos processos de (i) mobilização e dos regimes hidrológicos: (a) catenas de transformação (*transformation catenas*), onde não são evidenciados ganhos ou perdas de elementos ou componentes do solo, mas somente processos de transformação, (b) catenas de lixiviação (*leaching catenas*), com perdas de componentes e sem evidências de ganhos, e (c) catenas de acumulação (*accumulation catenas*), mostrando ganhos e sem perdas de materiais em nenhuma porção. As catenas de translocação (*translocation catenas*) são subtipos das de lixiviação ou de acumulação, onde as transferências e acumulações estão em equilíbrio. As catenas relacionadas às superfícies geomórficas de diferentes idades são consideradas como um subgrupo de todas as outras, denominadas catenas temporais (*chrono catenas*).

Embora a análise de catena seja representada como uma secção transversal bidimensional, a melhor abordagem é considerar um modelo tridimensional (Huggett, 1975). Neste contexto a escola francesa propõe a análise estrutural da cobertura pedológica que busca compreender a distribuição e a variação dos solos na paisagem dentro de um contexto tridimensional (Delvigne, 1965; Bocquier, 1971; Chauvel, 1977; Boulet, 1978). No Brasil diferentes estudos têm sido realizados a partir desta análise (Castro, 1990; Santos, 2000; Queiroz-Neto, 2002; 2011; Ávila & Carvalho, 2012). Estudos de pedossequências mostram que as formações supergênicas podem diferenciar-se de acordo com sua ocorrência em distintos compartimentos geomorfológicos ou unidades pedogeomorfológicas (Andrade et al. 1997; Nascimento & Perez, 2003; Figueiredo et al., 2004; Reatto et al., 2008).

Outra importante dimensão no estudo das coberturas pedológicas é o tempo, que permite compreender os processos das transformações do solo com suas novas configurações e propriedades físico-químicas e mecânicas (Ruellan, 1971). Desta forma, mudanças pedobioclimáticas provocam instabilidades nas organizações elementares da cobertura pedológica, que tendem a se transformar e reequilibrar com as novas condições vigentes, provocando transformações laterais e verticais discordantes com a cobertura inicial. Com o propósito de compreender estes processos de desequilíbrio e mudança na cobertura pedológica foram adotados os Sistemas de Transformação Pedológica (Boulet et al., 1993). Muitos destes estudos foram realizados no Brasil, como por exemplo: na região de Marília (Fernandes Barros, 1985;

Castro, 1989); Bauru (Salomão, 1994; Santos, 1995, 2000); Taubaté (Filizola, 1993), Sorocaba do Sul (Beltrame, 1997), Londrina (Fernandes Barros, 1996), e Manaus (Chavel et al., 1987; Lucas et al., 1984).

Na análise das transformações pedológicas torna-se também importante o conceito de bio-resistância proposto por Erhardt (1956), que expressa o equilíbrio dinâmico na paisagem a partir do balanço entre os processos químicos, físicos e biológicos que ocorrem nas vertentes. Este conceito de equilíbrio relaciona o desenvolvimento das superfícies com a maturidade dos solos, na qual superfícies mais antigas tendem a serem mais estáveis, mais homogêneas e com coberturas pedológicas mais maduras e menos complexas (Vidal-Torrado & Lepsch, 1999; Terramoto et al., 2001).

Em ambientes tropicais, constata-se que as diferentes organizações e estruturas pedológicas ao longo das vertentes são resultantes dos fluxos internos da água e do processo de alteração do substrato rochoso que promovem neoformações mineralógicas. Um importante atributo para descrever as transformações pedológicas é a mineralogia de solos tropicais, que indica as condições ambientais da evolução das catenas (Macedo & Bryant, 1987; Kämpf et al., 2009). Os principais minerais formadores de solos tropicais são: caulinita, gibbsita, hematita e goethita (Resende et al., 1987). O domínio de formas cristalinas de ferro sobre as amorfas e a presença de gibbsita está relacionado aos ambientes bem drenados, típicos de evolução de Latossolos (Kämpf et al., 1988; Ker, 1998). Em oposição, solos com formas amorfas de ferro dominantes sobre as cristalinas e a elevada proporção de caulinita sobre gibbsita representam ambientes mal drenados, relacionados com solos hidromórficos (Kämpf et al., 2009).

O presente trabalho possui como objetivo propor um modelo de evolução pedogeomorfológica da superfície cimeira da Serra da Canastra, MG, a partir de estudos mineralógicos de uma pedossequência representativa, utilizando as razões caulinita/gibbsita e formas amorfas e cristalinas de óxidos e hidróxidos de ferro.

Área de estudo

Segundo ICMBio (2005), a Serra da Canastra pode ser dividida em dois compartimentos de relevo, o Chapadão do Diamante e o Chapadão do Zagaia, inserido no estado de Minas Gerais entre os municípios de São Roque de Minas e Sacramento com cerca de 52.580 ha entre as coordenadas UTM (Fuso 23S) 7.768.140,065 e 7.772.153,796 N – 297.995,131 e 331.167,371 E. A pedossequência escolhida está localizada no Chapadão do Zagaia (CZ) (**Figura 1**). A região apresenta duas estações bem definidas em relação à distribuição das precipitações, com um inverno seco e um verão chuvoso. A temperatura média do mês mais frio é inferior a 18 °C e a do mês mais quente não ultrapassam 22 °C (ICMBio, 2005).

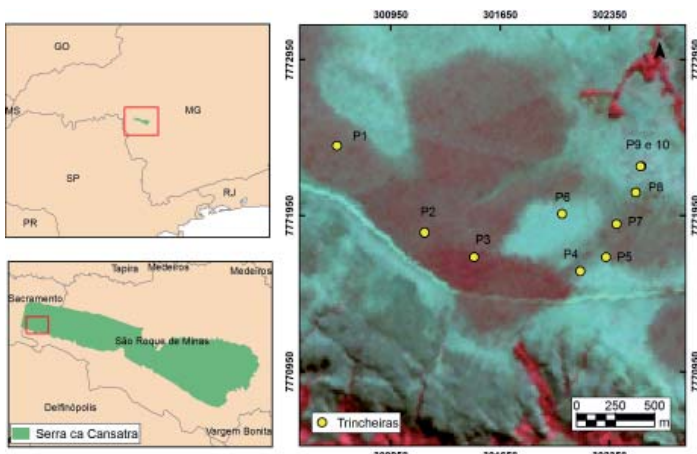


Figura 1 – Localização dos pontos estudados na Serra da Canastra.

Contexto Regional

A Serra da Canastra está inserida na Faixa Brasília, que constitui um sistema orogenético Neoproterozóico situado entre os crátons Amazônico e São Francisco, desenvolvidos no contexto dos eventos colisionais que culminaram na amalgamação do supercontinente Rodínia ao final do Neoproterozóico (Almeida, 1977). A compartimentação tectônica é definida de leste para oeste, pelos terrenos que foram acrescentados à borda ocidental do Cráton do São Francisco iniciado a cerca de 900 Ma (Valeriano et al., 2004). Na sua margem ocidental se depositaram os grupos Canastra, Ibiá, Paranoá, Vazante, Bambuí, Araxá e Andrelândia. A Serra da Canastra compreende uma região do Grupo Canastra entre a rampa lateral de Capitólio e a zona cisalhamento de Bocaina com compartimentação tectônica denominada Domínio Externo (Valeriano et al., 1995) com predomínio de quartzitos nas bordas e nas frentes de empurrão e filitos no centro.

Vários autores vêm descrevendo a região da Serra da Canastra do ponto de vista morfoestrutural e com diferentes classificações geomorfológicas. Segundo Brasil (1983), a região faz parte do Domínio Morfoestrutural dos Remanescentes de Cadeias Dobradas, composto pelo subdomínio da Região dos Planaltos da Canastra, separando-se em duas Unidades: Patamares da Canastra e Serras. Este subdomínio integra conjuntos de modelado resultantes da exumação de estruturas dobradas ao longo de vários ciclos geotectônicos. Ross (2006) considera que a Serra da Canastra está inserida dentro da Morfoestrutura dos Planaltos e Serras de Goiás-Minas, associada à faixa Brasília de dobramento com serras residuais das antigas dobras com alinhamento de cristas sustentadas com frequência por rochas metamórficas.

Nos estudos de Saadi (1991) as serras da região estão inseridas no Compartimento Morfoestrutural Corredor Cam-

po do Meio, o qual é caracterizado por uma série de cristas alongadas e vales paralelos alternados na direção NW-SE decorrente de uma zona de cisalhamento com falhas assimétricas nos flancos Sul e Norte. Braun & Baptista (1978) referem-se a Serra da Canastra como sendo formada por blocos erguidos por falhamentos inversos e reativados em algumas porções por transcorrência.

Saadi (1991) explica que o soerguimento do maciço teria iniciado provavelmente entre a idade Aptiana e Albiana (Cretáceo Inferior), o qual foi acelerado no final do Terciário, com várias fases separadas por períodos de quiescência. Neste período geológico, foi modelada uma superfície de aplanamento correlacionada com o ciclo Sul-Americano de King (1956). Hackspacher et al. (2007) ressaltam que um novo soerguimento ocorreu no Mioceno com provável relação com episódios da dinâmica Andina sob um regime tectônico compressivo que reativou lineamentos estruturais associados a estruturas formadoras do Corredor Campo do Meio. Estas deformações epirogênicas modernas do escudo brasileiro estariam ativas até os dias atuais (Freitas, 1953; Hasui, 1990). A interação entre a Placa de Nazca em subducção sob a placa Sul-Americana promove mecanismos de extensão e compressão de direção E-W com variação da intensidade durante o Cenozóico (Assumpção, 1992). Desta forma, os estudos indicam que a região vem sofrendo soerguimento desde o Cretáceo.

A partir dos dados climáticos globais e os cenários de deriva continental Pós-Cretáceo conclui-se que predominaram nas regiões intertropicais com altitudes menores que 2000m condições úmidas e quentes com pequenos intervalos secos e frios durante o Terciário (Frakes, 1979). O ciclo mais úmido ocorreu durante o Eoceno e parte do Oligoceno, porém durante o Mioceno Médio e Plioceno Superior também houve um ciclo quente de menor intensidade. Períodos mais secos são registrados durante o Mioceno Inferior, Mioceno Superior, Plioceno Inferior (mais intenso) e na transição Plio-Pleistoceno (Frakes, 1979).

Chapadão do Zagaia

O planalto do Chapadão do Zagaia possui um intenso controle estrutural, composto por falhas inversas, transcorrentes e estruturas sinformes (Valeriano, 1995; Silva et al., 2006). Neste planalto ocorrem 49,21% de ambientes côncavos (Depressão de Cabeceira e Entalhada), 15,80% de ambientes de transição (Colos) e 35,1% de ambientes convexos e planos (Chapadas, Colinas e Bordas) (Vasconcelos et al., 2012). A sobreposição das áreas deprimidas e dissecadas (Depressões e Colos) em relação aos relevos positivos (Chapadas e Colinas) evidencia um estágio elevado de dissecação nessa porção da Serra da Canastra.

A estrutura sinforme no interior do planalto favorece o impedimento da drenagem, estabelecendo um ambiente relativamente redutor com menor eficiência da circulação de água e com a formação de um saprólito caulínítico espesso (Jiménez-Rueda et al., 1993). A textura mais argilosa destes solos propicia um selamento superficial, promovendo o movimento lateral da água nos horizontes superiores (Bigarella et al., 2007). Assim, grande parte da superfície cimeira do planalto é coberta por ambientes saturados em água contendo solos hidromórficos associados a campos limpos úmidos com eventual presença de micro-relevos denominados murundus. Os murundus são caracterizados por padrões repetidos de montículos de terra com diâmetro de poucos metros e altura que varia de poucos centímetros até dois metros (Furley, 1986; Araújo Neto et al., 1986) (Figura 2). O Chapadão do Zagaia apresenta localmente Latossolos preservados associado ao Cerrado Sentido Restrito, que representa apenas 1,9% da área da Serra da Canastra (Couto Junior et al. 2010; Vasconcelos et al., 2010).



Figura 2 – Paisagem característica da Serra da Canastra.

Vasconcelos et al. (2010) descrevem uma pedossequência representativa da área de estudo, contendo

extremos pedológicos, ou seja, Latossolos no topo e Gleissolos na base (Figura 3). Os solos da pedossequência foram classificados de acordo com a Tabela 1. Nesta pedossequência dois tipos de Latossolos foram identificados: Latossolo Vermelho Ácrico húmico e o Latossolo Vermelho Ácrico típico em um arranjo de duas sequências intercaladas por Cambissolos Háplicos e Húmicos e Gleissolos. Os Latossolos do topo são desenvolvidos *in situ* sendo altamente intemperizados e de caráter ácido (Tabela 2). A formação de um solo muito intemperizado como os de caráter ácido envolve um regime hídrico do solo variando de drenado a bem drenado (Eswaran & Tavernier, 1980). Nesse contexto, o processo mais importante de formação desses solos é a intensa perda de sílica por lixiviação com resultante acúmulo de óxi-hidróxidos de ferro e de alumínio (Jackson, 1964; Kämpf et al., 1988).

Na porção intermediária da vertente, são observados os Cambissolos com presença de linhas de pedra, saprólito caulínítico a florante e horizonte A húmico (perfis 5 e 6 da Figura 1). Os horizontes A húmico são característicos de ambientes com lenta ciclagem de matéria orgânica pelo acúmulo de água. Além disso, o Cambissolo do perfil 5 apresenta caráter latossólico, decorrente das características químicas e morfológicas. Neste sentido é possível inferir que a catena estudada está em pleno processo de transformação pedogenética. As linhas de pedras observadas nos Cambissolos dos perfis 4 e 6, podem estar relacionadas com o transporte coluvionar. No entanto, não é possível concluir qual é o processo mais adequado para a origem das linhas de pedra na região de estudo. Pesquisas de linhas de pedras em outras localidades consideram a possibilidade de processos autóctones em sua formação (Santos et al. 2010, Bigarella et al., 2007). Perfis com linhas de pedras evidenciam solos antigos e muito intemperizados (Johnson & Wichern, 2002). A baixa vertente é caracterizada por um ambiente côncavo preenchido por um depósito coluvionar (Vasconcelos et al., 2010).

Tabela 1 – Classificação dos Solos

Perfil	Legenda	Classes de Solos	Textura	Superfície
1	LVw1	LATOSSOLO VERMELHO ÁCRICO húmico	Muito Argilosa	convexo
2	LVw2	LATOSSOLO VERMELHO ÁCRICO típico	Muito Argilosa	convexo
3	LVw3	LATOSSOLO VERMELHO ÁCRICO húmico	Muito Argilosa	convexo
4	Ckd	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb DISTRÓFICO típico	argilosa	retilíneo
5	CHd1	CAMBISSOLO HÚMICO Tb DISTRÓFICO latossólico	argilosa	retilíneo
6	CHd2	CAMBISSOLO HÚMICO Tb DISTRÓFICO típico	média	concavo
7	LVw4	LATOSSOLO VERMELHO ÁCRICO húmico	Muito Argilosa	concavo
8	LVw5	LATOSSOLO VERMELHO ÁCRICO típico	Muito Argilosa	concavo
9	GXd1	GLEISSOLO HÁPLICO Tb DISTRÓFICO típico	argilosa	concavo

Tabela 2 – Análise Química dos Solos.

Perfil	prof. (cm)	classe	Horizontes	Al	Ca	K	Mg	S	CETC	CTC	KCl	H2O	pH	Δ	MO	V
				(cmolc. dm ³)							g.kg ⁻¹					
1	0-15	LVw1	A	1,42	0,12	0,14	0,08	0,34	2,28	16,75	4,06	5,17	-1,11	53,20	26,24	
	15-40		AB	0,25	0,05	0,02	0,03	0,10	0,42	8,78	4,60	4,87	-0,27	24,00	14,87	
	40-100		Bw1	0,07	0,09	0,00	0,01	0,10	0,21	2,55	5,05	5,25	-0,20	16,00	51,02	
	100-155		Bw2	0,04	0,09	0,00	0,01	0,10	0,17	14,99	5,48	5,48	0,00	15,90	8,67	
	155-200+		BC	0,00	0,10	0,00	0,08	0,18	0,22	6,36	5,78	5,64	0,14	10,70	36,73	
2	0-20	LVw2	A	1,10	0,11	0,11	0,04	0,26	1,87	4,68	4,15	4,45	-0,30	44,90	72,95	
	20-27		AB	0,19	0,10	0,04	0,01	0,15	0,43	4,58	4,53	4,96	-0,43	27,20	41,38	
	27-45		BA	0,04	0,09	0,01	0,01	0,11	0,18	3,02	4,88	5,26	-0,38	19,60	45,21	
	45-145		Bw	0,03	0,07	0,00	0,00	0,07	0,12	9,49	5,30	5,58	-0,28	13,90	9,58	
	145-185		BC	0,01	0,11	0,00	0,10	0,21	0,27	7,42	5,91	5,62	0,29	11,20	36,78	
3	0-25	LVw3	A	1,37	0,13	0,15	0,10	0,38	2,54	18,37	3,97	4,56	-0,59	62,40	27,14	
	25-45		BA	0,11	0,11	0,02	0,03	0,16	0,36	8,62	4,61	4,92	-0,31	23,20	24,17	
	45-110		Bw1	0,01	0,09	0,00	0,01	0,10	0,15	6,13	5,16	5,31	-0,15	21,70	21,19	
	110-165		Bw2	0,00	0,08	0,00	0,01	0,09	0,12	4,45	5,56	5,65	-0,09	12,90	26,24	
	165-190+		BC	0,00	0,09	0,00	0,00	0,09	0,12	2,48	6,04	5,75	0,29	9,10	47,12	
4	0-20	CXbd	A	0,50	0,13	0,11	0,08	0,32	1,58	10,94	4,42	5,41	-0,99	33,40	38,33	
	20-27		ABi	0,17	0,09	0,02	0,03	0,14	0,91	1,46	4,65	5,37	-0,72	18,70	125,40	
	27-145		Bi	0,00	0,10	0,00	0,01	0,11	0,31	10,17	5,80	5,80	0,00	7,80	14,05	
	145-185		Cr	0,01	0,06	0,00	0,01	0,07	0,00	6,82	5,73	5,78	-0,05	0,00	13,33	
	0-25		A	0,47	0,14	0,09	0,07	0,30	2,34	2,83	4,50	5,53	-1,03	30,60	138,53	
5	25-45	CHd1	AB	0,01	0,09	0,02	0,03	0,14	0,46	5,38	5,19	5,86	-0,67	18,70	33,94	
	45-105		Biw	0,00	0,08	0,00	0,00	0,08	0,22	2,16	6,09	5,99	0,10	9,00	48,19	
	105-135		Biwf	0,00	0,11	0,00	0,00	0,11	0,23	2,82	6,04	5,96	0,08	7,00	50,69	
	135-185		Cr	0,00	0,11	0,00	0,00	0,11	0,20	1,49	6,32	6,09	0,23	4,90	95,65	
	0-25		A	0,96	0,13	0,10	0,07	0,30	9,67	9,24	4,21	5,45	-1,24	27,90	41,79	
6	25-45	CHd2	AB	0,01	0,10	0,02	0,02	0,14	1,21	3,71	5,12	5,97	-0,85	8,20	47,41	
	45-65		1Bi	0,00	0,10	0,00	0,01	0,11	0,92	12,77	6,25	6,18	0,07	4,70	11,19	
	65-85		2Bi	0,00	0,12	0,00	0,00	0,12	0,71	9,12	6,27	6,11	0,16	0,00	17,09	
	0-25		A	0,66	0,16	0,10	0,07	0,33	1,68	1,76	4,30	5,25	-0,95	43,00	245,88	
	25-55		BA	0,09	0,12	0,03	0,03	0,18	0,42	1,43	4,81	5,58	-0,77	26,60	164,22	
7	55-115	LVw4	Bw1	0,04	0,11	0,00	0,01	0,12	0,24	13,12	5,36	5,65	-0,29	17,60	11,88	
	115-200		Bw2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,48	5,52	6,20	-0,68	12,20	0,00	
	0-15		A	0,55	0,00	0,10	0,06	0,16	1,03	6,39	4,40	5,51	-1,11	38,40	32,02	
	15-23		AB	0,15	0,00	0,06	0,04	0,10	0,35	4,28	4,67	5,62	-0,95	31,30	29,25	
	23-60		BA	0,07	0,00	0,02	0,02	0,04	0,15	5,01	5,01	5,68	-0,67	21,70	9,18	
8	60-135	LVw5	Bw1	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	7,79	5,54	5,87	-0,33	16,80	0,00	
	135-185		Bw2	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	4,84	6,09	5,95	0,14	13,80	2,68	
	0-20		A	0,27	0,03	0,10	0,06	0,19	0,85	0,85	4,65	5,59	-0,94	38,80	47,97	
	20-50		Cg	0,07	0,02	0,05	0,03	0,10	0,34	0,34	4,98	5,78	-0,80	25,00	13,76	
	0-20		A	0,83	0,02	0,12	0,08	0,22	1,65	6,52	4,31	5,56	-1,25	44,70	44,41	
10	20-25	GXbd2	ACg	0,15	0,01	0,04	0,03	0,08	0,35	7,16	4,68	5,69	-1,01	45,40	13,76	
	25-45		Cg1	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,07	13,60	5,42	5,76	-0,34	35,20	0,96	
	45-85		Cg2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	3,55	5,69	5,78	-0,09	32,70	3,66	

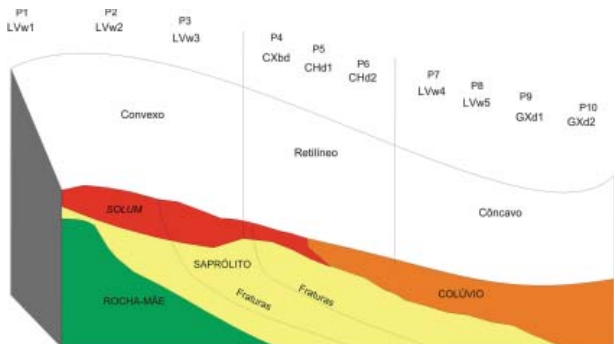


Figura 3 – Esquema da organização da pedossequência estudada neste trabalho.

Materiais e métodos

Caracterização Pedogeomorfológica

O estudo foi realizado em uma pedossequência do Chapadão do Zagaia que apresenta Latossolo no topo e Gleissolo na base. Nesta foram estudadas 10 trincheiras caracterizadas por Vasconcelos et al. (2010) (Figura 1). As três primeiras trincheiras foram abertas ao longo de uma superfície convexa (P1, P2 e P3), do P4 ao P6 em uma superfície retilínea e do P7 ao P10 na superfície côncava. Nestas trincheiras foram coletadas 11 amostras relacionadas com os horizontes diag-

nósticos de cada classe de solos. Os dados morfológicos, matéria orgânica e textura foram obtidos a partir de Vasconcelos et al. (2010).

Os horizontes diagnósticos foram submetidos à análise de ferro total (Fe₂O₃) por meio de ataque sulfúrico (Embrapa, 1997). O ferro mal cristalizado (Fe_o) foi extraído com oxalato ácido de amônio (Camargo et al., 1986) e os óxidos de ferro cristalinos (Fe_d) extraídos com ditionito-citrato-bicarbonato (Mehra & Jackson, 1960) no Laboratório de Solos da Universidade Estadual Paulista (Unesp), Campus Jaboticabal. A razão Fe_o/Fe_d é um parâmetro utilizado na caracterização da reatividade desses minerais no solo e de processos pedogênicos (Schwertmann et al., 1982; Schwertmann & Kämpf, 1983).

Em condições oxidantes e bem drenadas, estas razões tendem a ser baixas (<0,05), como nos Latossolos (Kämpf et al., 1988). Por outro lado, razões mais elevadas (entre 0,5 e 1) caracterizam ambientes submetidos a condições redutoras, que indicam a dissolução de óxidos de ferro cristalinos e sua reprecipitação em formas menos estáveis (Schwertmann & Kämpf, 1983).

A razão entre Fe_d/Fe₂O₃ possibilita inferir a proporção do ferro já liberado pelo intemperismo de minerais primários e do ferro precipitado na forma de óxidos de ferro pedogênicos, e, portanto, indicativo do estágio de intemperismo do solo. Razões Fe_d/Fe₂O₃ > 0,8 são geralmente observadas em Latossolos (Melo et al., 1988; Dick, 1986; Kämpf et al., 1988).

A Análise Termogravimétrica (ATG) foi realizada com a amostra em célula de alumina e atmosfera de nitrogênio, na faixa de temperatura de 0 a 1.000°C, a uma taxa de aquecimento de 10°C por minuto no Laboratório de Física e Mineralogia de Solos da Embrapa Cerrados. Esta técnica possibilita a quantificação direta dos teores de caulinita e de gibbsita em solos tropicais (Alves et al., 2008; Critter & Airoidi, 2006; Plante et al., 2009).

Por fim, esses horizontes diagnósticos foram submetidos à análise de Susceptibilidade Magnética (SM) em aparelho MS2 Magnetic Susceptibility System da Bartington. Este sensor tem um diâmetro interno de 36mm e suporta amostras granulares ou líquidas, em 10cm³ ou recipientes de 20cm³. Schachtschabel et al. (1998) salienta que os fatores como clima, material de origem, topografia, gravidade, água, fauna, flora e atividades humanas podem afetar na SM. Nesse sentido, os valores SM estão relacionados com a expressão magnética de minerais presentes no solo de acordo com o seu processo de formação (Hanesch & Scholger, 2005; Souza Jr. et al., 2010; Torrent et al., 2010). Desta forma, em solos tropicais a SM indica o grau de intemperismo, sendo inversamente proporcional aos teores de minerais de argila e de gibbsita e diretamente proporcional a óxidos e hidróxidos de ferro.

A medição da SM tem sido utilizada para diferentes fins: verificar sinais preservados de mudanças climáticas nos paleossolos (Maher & Thompson, 1999; Maher et al., 2003), diagnosticar áreas com comportamento hidrológico distinto (Grimley et al., 2004), e identificar poluentes nos solos (Petrovsky & Ellwood, 1999). Marques Jr. (2009) e Meireles et al. (2012) utilizam os dados do SM para auxiliar na análise das relações solo-paisagem em uma topossequência de origem basáltica. Basicamente, a susceptibilidade magnética tem o potencial para a determinação indireta dos atributos do solo e pode, assim, ser útil na caracterização e levantamentos de solo (Siqueira et al., 2010).

Análise Multivariada

A análise multivariada foi utilizada para explicar a estrutura de dados a partir da observação de parâmetros sobre um mesmo indivíduo ou unidade amostral. No presente trabalho foram aplicados os métodos de Análise de Componentes Principais (ACP) e Análise de Grupos, por serem empregadas com sucesso em diversos trabalhos que relacionam solo e relevo (Sena et al., 2002; Fu et al., 2004; Souza et al., 2006; Siqueira et al. 2010; Campos et al., 2012). Inicialmente, os dados foram normalizados considerando a média igual a zero e variância um.

O objetivo da ACP é encontrar as componentes de um conjunto de dados que sejam capazes de explicar parte significativa da variância de toda população amostrada, por meio de correlações lineares. De acordo com Theocharopoulos et al. (1997), esse tipo de análise é interessante para a ciência do solo porque pode eleger as variáveis mais significativas nos processos pedogenéticos. Desta forma, a APC foi aplicada com o intuito de diminuir o número de atributos a serem interpretados (Cooley et al., 1971; Johnson & Wichern, 2002) e verificar quais seriam os indicadores adequados para descrever os aspectos pedogeomorfológicos na Serra da Canastra. Na ACP foram utilizados os seguintes atributos físico-químicos e mineralógicos: Razão Caulinita em relação à soma de Caulinita e Gibbsita (RCGb), Areia Fina, Argila, SM, Fe_2O_3 , MO, Ferro Ditionito (Fe_d) e Ferro Oxalato (Fe_o).

Na análise de agrupamentos hierárquicos (Sneath & Sokal, 1973) foram utilizados os mesmos atributos adotados na APC. O método para o cálculo das distâncias entre grupos foi o *Complete Linkage* (Johnson & Wichern, 2002; Mardia et al., 1997). Assim, foram calculadas as distâncias euclidianas de cada atributo em relação a todos os demais, em que quanto menor for o valor da distância euclidiana maior é a semelhança entre os grupos (Hair et al., 2005). No presente estudo, uma análise das distâncias euclidianas para separação dos grupos pedológicos demonstrou que as mais adequadas eram 6,9 e 4,2.

Resultado

Mineralogia dos Solos

A Tabela 3 demonstra que as razões Fe_o/Fe_d de todos os solos estudados apresentam valores maiores que 0,14. Valores desta magnitude indicam ambientes submetidos a condições redutoras, que propiciam a dissolução de óxidos de ferro cristalinos e sua reprecipitação em formas menos estáveis (Schwertmann & Kämpf, 1983; Alleoni & Camargo, 1995; Kämpf et al., 1995). Neste sentido, os resultados da relação Fe_o/Fe_d dos horizontes diagnósticos corroboram com a hipótese de uma transformação do ambiente oxidante para ambiente redutor entre o topo e a base da pedossequência. As razões Fe_o/Fe_d maiores que 0,17 para os Latossolos estudados indicam este processo de transformação. Em geral, os Latossolos apresentam razões Fe_o/Fe_d inferiores a 0,05 em função das condições oxidantes e drenagem eficiente (Kämpf et al., 1988). Em relação ao ferro total, verifica-se também que o Gleissolo e os Latossolos estudados são considerados mesoférricos (Embrapa, 2009).

Tabela 3 – Análise Mineralógica dos horizontes diagnósticos.

Perfil	Horiz. Diag.	classe	Fe_2O_3			Fe_o/Fe_d	Fe_d/Fe_2O_3	Ct	Gb	RCGb
			g.kg ⁻¹							
1	Bw2	LVw1	140,51	1,39	8,36	0,17	0,06	27,39	49,88	0,35
2	Bw	LVw2	139,06	2,45	5,18	0,47	0,04	29,04	46,02	0,39
3	Bw2	LVw3	132,74	1,55	6,38	0,24	0,05	24,63	46,97	0,34
4	Bi	CXbd	67,91	0,98	4,26	0,23	0,06	14,59	25,97	0,36
5	Biwf	CHd1	86,69	2,53	4,89	0,52	0,06	13,64	32,31	0,30
6	1Bi	CHd2	42,62	0,24	1,75	0,14	0,04	5,58	12,64	0,31
	2Bi		38,11	0,90	1,81	0,50	0,05	6,71	13,70	0,33
7	Bw2	LVw4	130,94	2,86	6,90	0,41	0,05	20,13	46,88	0,30
8	Bw2	LVw5	143,22	1,63	7,03	0,23	0,05	22,16	52,35	0,30
9	Cg	GXbd1	101,50	1,88	3,86	0,49	0,04	20,80	49,39	0,30
10	Cg2	GXbd2	102,58	1,80	4,26	0,42	0,04	23,39	54,48	0,30

Os maiores valores de gibbsita ocorrem nos Gleissolos. Os Gleissolos na base de sequências de solos tropicais tendem a ser mais cauliniticos do que aqueles de topos associados aos Latossolos (Millot, 1964; Hsu, 1989). A elevada concentração de gibbsita no ambiente hidromórfico na base da pedossequência indica que o Gleissolo mantém as características mineralógicas gerais do Latossolo, que ocorre a montante. Esta organização mineralógica na paisagem também foi encontrada por outros autores em ambientes tropicais (Volkoff, 1985; Tardy et al., 1988; Nahon et al., 1989; Boulet et al., 1993; Furian et al., 2001). A estabilidade da gibbsita no ambiente hidromórfico pode ser explicada pela baixa atividade do H_4SiO_4 nas soluções destes ambientes pouco drenados (Kittrick, 1970).

Estas evidências mineralógicas indicam que o Gleissolo é resultado da transformação lateral do Latossolo. Os teores elevados de Fe_o indicam que toda a sequêcia está em processo de hidromorfização. Ou seja, os ambientes bem drenados (Latosolos) estão progressivamente se transformando em ambientes mal drenados (Gleissolos).

Morfologia e Suscetibilidade Magnética dos Solos

As análises de textura, descrição morfológica do solo e susceptibilidade magnética (SM) respaldam a organização pedológica com a presença de rampas de colúvio descrita por Vasconcelos et al. (2010). A **Tabela 4** evidencia que o perfil 7 possui os horizontes Bw1 e Bw2 contrastante em suas matizes (respectivamente 7,5 YR5/6 e 1,5 YR 4/8). A cor úmida de 7,5 YR 5/6 do horizonte Bw1 desse perfil apresenta similaridade com as cores do Cambissolo do perfil 6, localizado a montante, indicando as mesmas condições de drenagem nesta vertente. Também foi observado um ligeiro aumento das frações mais grosseiras nos Latossolos da superfície côncava comparadas aos valores encontrados nos Latossolos dos perfis 1, 2 e 3 o que indica o transporte dessas frações a jusante.

Tabela 4 – Análise física dos horizontes diagnóstica.

Perfil	classe	Horizontes	Argila	Silte	A.Grossa	A. Fina	Silte/Argila	Cor úmida
			g.kg ⁻¹					
1	LVw1	Bw1	820,00	100,00	20,00	60,00	0,12	2,5 YR 4/7
		Bw2	810,00	110,00	20,00	60,00	0,14	2,5 YR 4/7
2	LVw2	Bw	810,00	100,00	20,00	70,00	0,12	2,5 YR 4/8
3	LVw3	Bw1	750,00	110,00	30,00	110,00	0,15	2,5 4/6
		Bw2	760,00	120,00	30,00	90,00	0,16	2,5 YR 4,5/8
4	CXbd	Bi	360,00	270,00	50,00	320,00	0,75	7,5 YR 5/8
5	CHd1	Biw	370,00	320,00	70,00	240,00	0,86	5 YR 5/8
		Biwf	470,00	190,00	70,00	270,00	0,40	3,5YR 5/8
6	CHd2	1Bi	120,00	210,00	150,00	520,00	1,75	7,5YR 6/8
		2Bi	170,00	210,00	120,00	500,00	1,24	7,5YR 5,5/8
7	LVw4	Bw1	670,00	140,00	70,00	120,00	0,21	7,5YR 5/6
		Bw2	670,00	160,00	60,00	110,00	0,24	1,5 YR 4/8
8	LVw5	Bw1	750,00	120,00	40,00	90,00	0,16	2,5YR 5,5/8
		Bw2	770,00	130,00	30,00	70,00	0,17	2,5YR 4/8
9	GXbd1	Cg	500,00	130,00	250,00	120,00	0,26	10YR 5/6
10	GXbd2	Cg1	670,00	140,00	90,00	100,00	0,21	10YR 5/6
		Cg2	620,00	140,00	120,00	120,00	0,23	10 YR 5,5/8

A SM do perfil 7 ($77 \cdot 10^{-5} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$) é ligeiramente menor que os valores apresentados nos perfis de Cambissolo a montante e mais elevado do que os encontrados nos Latossolos da superfície convexa (**Tabela 5**). Estes fatos evidenciam que os Latossolos presentes na superfície côncava (perfis 7 e 8) apresentam como material de origem um depósito coluvionar com contribuição de sedimentos provenientes da porção retilínea (perfis 4, 5 e 6). O depósito coluvionar apresenta contribuição de frações com maior susceptibilidade magnética oriundas da erosão da porção retilínea onde estão posicionados os Cambissolos.

Tabela 5 – SM, Areia Fina e Gibbsita dos horizontes diagnósticos dos perfis de 1 a 10.

Perfil	Horiz. Diag.	classe	SM ($\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot 10^{-5}$)	Argila	Areia Fina	Fe ₂ O ₃	Gibbsita (%)
				(g.kg ⁻¹)			
1	Bw2	LVw1	26	810	60	140,51	49,883
2	Bw	LVw2	34	810	70	139,06	46,022
3	Bw2	LVw3	41	760	90	132,74	46,972
4	Bi	CXbd	33	360	320	67,91	25,965
5	Biwf	CHd1	51	470	270	86,69	32,312
		CHd2	131	120	520	42,62	12,639
6	2Bi	CHd2	97	170	500	38,11	13,700
			77	670	110	130,94	46,881
7	Bw2	LVw4	36	770	70	143,22	52,352
8	Bw2	LVw5	9	500	120	101,50	49,391
9	Cg	GXbd1	7	620	120	102,58	54,477
10	Cg2	GXbd2					

O material de origem é especialmente importante para o conteúdo de minerais magnéticos (Singer et al., 1996; Fontes et al., 2000) podendo ser a influência dominante sobre a SM (Hanesch et al., 2001). Solos derivados de filitos, como os encontrados na Serra da Canastra, apresentam normalmente valores baixo de SM ($50 \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot 10^{-5}$) devido ao baixo teor de magnetita (Pretz et al., 2008). No entanto, pequenas quantidades de magnetita podem ser concentradas como resultado do forte intemperismo químico dos solos tropicais (Pretz et al., 2008), ou pela formação de maghemita, por meio da oxidação da magnetita presente no material de origem (Evans & Heller, 2003).

Do ponto de vista estatístico, a correlação entre areia fina e a SM apresenta um coeficiente (R^2) próximo de 60%, indicando a presença de minerais com expressão magnética (**Figura 4A**). Tudo indica que a fração areia fina concentra a maioria dos minerais ferrimagnéticos observados nos perfis da pedossequência. Torrent et al. (2010) explicaram que quanto maior é a quantidade de areia fina, maiores serão os valores de susceptibilidade, por causa da presença de minerais com expressão magnética nessa fração do solo.

A correlação negativa da SM com a gibbsita (**Figura 4C**) pode ser explicada pela diminuição dos minerais ferrimagnéticos com o aumento deste mineral, ou seja, com o grau de intemperismo. Os teores de argila e de Fe₂O₃ aparecem com dispersão similar em relação à SM, com coeficiente de correlação de 44% e 35%, respectivamente (**Figura 4B e 4D**). A correlação negativa da SM com os teores de argila deve estar relacionada com o grau de intemperismo, da mesma forma que o comportamento da gibbsita.

A correlação negativa da SM com o Fe₂O₃ total indica que a maioria dos minerais de ferro presentes nos solos estudados não é ferrimagnético. Pode-se notar, também, que os solos hidromórficos (P9 e P10) aumentam a dispersão dos dados e diminuem o coeficiente R^2 de correlação com a SM. Ao mesmo tempo, independente dos teores de areia fina, argila, gibbsita e de Fe₂O₃ total, estes solos apresentam os valores mais baixos de SM da pedossequência, corroborando o observado por outros autores que o processo hidromórfico diminui a expressão dos minerais ferrimagnéticos (Maher, 1986).

Análise Multivariada

Os resultados da ACP estão apresentados na **Figura 5**. A primeira componente principal (CP) explicou 64,59% da variância dos atributos do solo estudado, valor superior ao encontrado por Carvalho Junior et al. (2008), que obtiveram 28,29% de explicação em função do estudo de atributos físicos e químicos do solo. O valor acumulado na 2ª CP é de 78,28%, também superior à soma das 1ª CP e 2ª CP (57,62%) descrita por Siqueira et al. (2010).

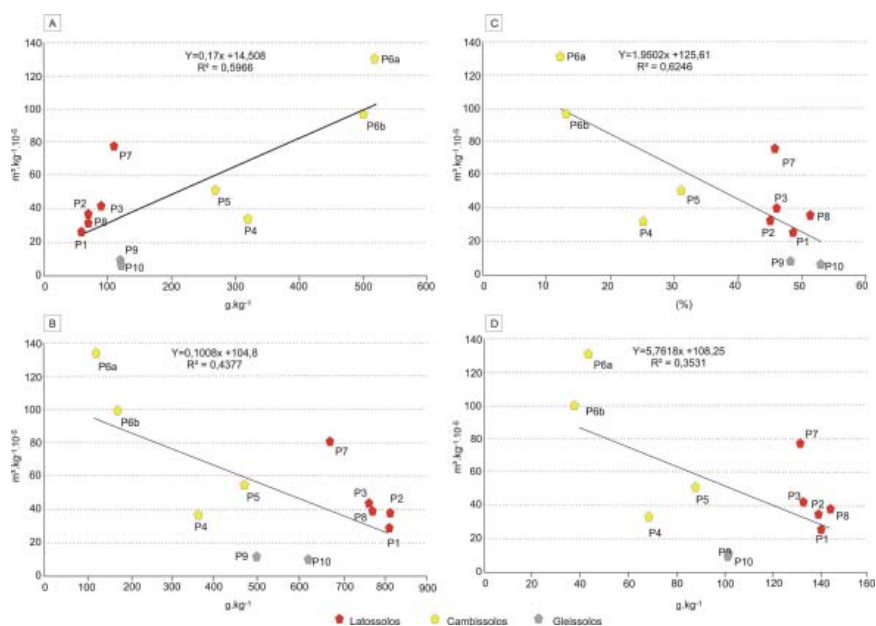


Figura 4 – Gráfico de correlação SM com Areia Fina (A), Argila (B), Gibbsita (C) e Fe_2O_3 (D) dos 10 perfis (p) de solo.

Isso implica que a variância dos atributos do solo na pedossequência estudada (RCGb, Areia Fina, Argila, SM, Fe_2O_3 , MO, Fe_d , Fe_o) pode ser resumida em apenas 2 componentes. Essa sumarização simplifica a compreensão das relações de causa-efeito entre atributos do solo e os fatores e processos de formação do solo, o que pode implicar em modelos mais robustos. Assim, os 9 atributos utilizados podem ser utilizados como pedoindicadores, sendo a areia fina capaz de explicar 11% dos solos estudados, argila 10,85%, ferro total (Fe_2O_3) 10,79% e o conjunto de atributos 78,28% da ocorrência (Figura 5).

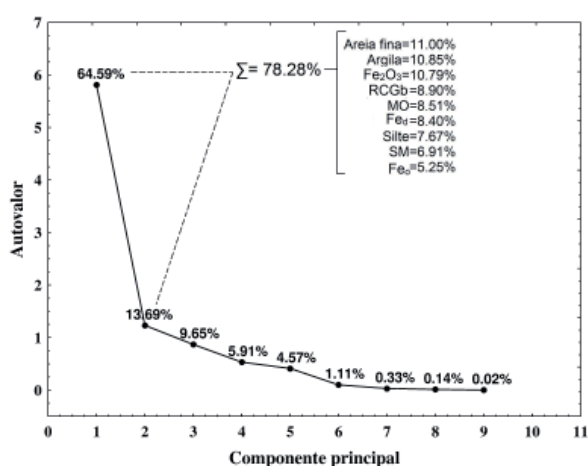


Figura 5 – Gráfico da variância explicada do conjunto de atributos por cada componente principal e contribuição dos atributos granulométricos, químicos, físicos, mineralógicos e SM na composição do CP1 e CP2.

O gráfico de dispersão entre as duas primeiras componentes principais indicam a formação de dois grupos distintos: Grupo 1 caracterizado pelos maiores valores de argila, Fe_2O_3 , MO, Fe_d , Fe_o e RCGb e Grupo 2 caracterizado pelos maiores valores de areia fina, SM e silte. Contudo ainda há o Subgrupo 2, caracterizado pelos valores de MO e Fe_o (Figura 6).

No Grupo 1 destacam-se os Cambissolos dos perfis 4 (P4) e 6 (P6₁ e P6₂) em que silte, areia fina, e a susceptibilidade magnética (SM) tiveram maior peso na similaridade. O Grupo 2 é formado pelos Latossolos da superfície convexa (P1, P2 e P3), o Cambissolo com morfologia latossólica (P5), os Latossolos da superfície côncava (P7 e P8) e os Gleissolos (P10 e P9). Os atributos dos solos que marcam esse grupo são os mineralógicos, a matéria orgânica e a argila.

O Grupo 2 pode ser subdividido em um Subgrupo 2.1, separando principalmente o P7, P9 e P10 da superfície côncava e o P5 da superfície retilínea dos outros solos decorrente dos atributos de MO e Fe_o . Apesar de apresentarem similaridades em formas de relevo diferentes, o Fe_o é um parâmetro mineralógico que demonstra a presença do ferro mal cristalizado, característico de ambiente redutor. Nesse sentido, a similaridade do P7 e P5 colabora com a hipótese de transformação pedológica por meio de mudança hidrológica pretérita, a partir de sucessivos abatimentos do terreno que promoveram a acumulação de colúvios em porções côncavas na base das vertentes.

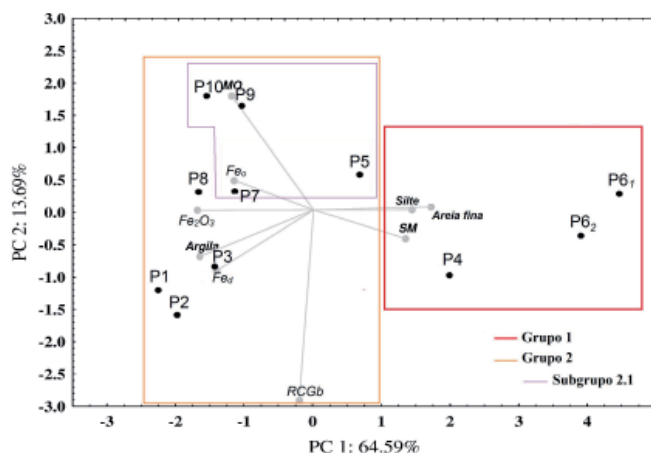


Figura 6 – Gráfico de dispersão dos escores dos componentes principais CP1 e CP2: Razão caulinita-gibbsita (RCGb), Matéria Orgânica (MO), Ferro Oxalato (Fe_o), Ferro total (Fe_2O_3), Ferro Ditionito (Fe_d), Argila, Silte, Areia Fina e SM dos horizontes diagnósticos dos 10 perfis.

A análise de grupos permite observar a organização do grau de similaridade em estudos do solo (Adams et al., 1992). Segundo Young & Hammer (2000) a utilização da análise de grupos pode evidenciar importantes relações pedológicas que não são observadas, aparentemente, quando os solos são classificados separadamente na paisagem.

Nesse sentido, o resultado dessa análise sobressai primeiramente dois grupos à distância euclidiana no valor 6,9, separando basicamente os Cambissolos dos Latossolos/Gleissolos (**Figura 7a**). O Cambissolo com morfologia latossólica (P5) está no grupo dos Latossolos/Gleissolos.

Na distancia euclidiana 4,2 foram separados três grupos majoritários, destacando os grupos Cambissolos, Latossolos/Gleissolos e Latossolos. Os Cambissolos relativos aos perfis P4e P6 com seus dois horizontes diagnósticos (1Bi e 2Bi) formam um grupo bem definido (**Figura 7b**).

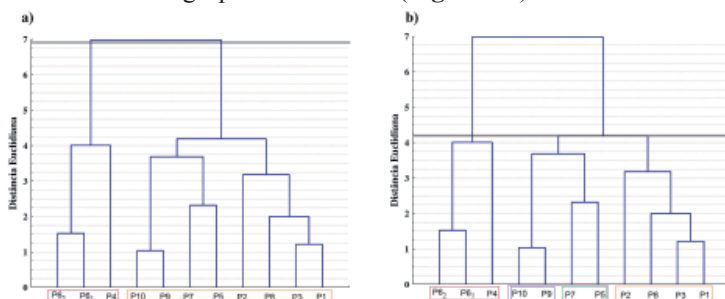


Figura 7 – Dendogramas das inter-relações dos sistemas pedogenéticos, referentes ao conjunto de atributos: Matéria Orgânica (MO), Ferro Oxalato (Fe_o), Ferro total (Fe_tO_2), Ferro Ditionito (Fe_d), Argila, Silte, Areia Fina e SM dos horizontes diagnósticos dos 10 perfis estudados. No Perfil 6 foram considerados os dois horizontes diagnósticos, 1Bi e 2Bi, respectivamente P6, e P6. Distância euclidiana de 6,9 para formação dos grupos (a), Distância euclidiana de 4,2 para formação dos grupos (b).

Um grupo com os Latossolos P1, P2 e P3, correspondente à porção superior convexa, e o Latossolo P8 em superfície côncava, foi formado por este método. Apesar do P8 ocorrer em zona de acumulação, este agrupamento sugere um ambiente que preservou suas características físico-químicas e mineralógicas. Por fim, o último grupo apresenta similaridade entre os Gleissolos P9 e P10, Latossolo P7 e um Cambissolo P5. É importante salientar que o P7 foi anteriormente identificado como resultado de acumulação de colúvios em superfície côncava, onde destaca-se os seus valores mais elevados de Areia Fina e SM (**Tabela 5**), refletindo similaridade com o Cambissolo (P5).

Além disso, ocorre similaridade entre o Cambissolo Húmido Tb Distrófico latossólico localizado em superfície retilíneo e o Latossolo Vermelho Ácrico distrófico em superfície côncava, seguidos por Gleissolos. A similaridade entre estes três tipos de solos reforça a ideia de relação genética entre eles, resultado da dinâmica de relevo desenvolvida a partir do processo de abatimentos do terreno com consequente

saturação de água, o que levaria ao processo de transformação dos solos entre as porções retilíneas e côncavas e avanço da hidromorfia nestas vertentes.

Dessa maneira, segundo o modelo de evolução pedogeomorfológica, pode-se inferir que as catenas da Serra da Canastra estão favorecendo a formação de solos hidromórficos. As amplitudes das distâncias euclidianas (distância de valor 0 até o primeiro entrucamento ou nó) na Figura 6b, sugerem que o perfil P2 já começou a sofrer uma transformação e o perfil P5 pode já ter sido um Latossolo.

Discussão

A pedossequência estudada é representativa das principais feições pedogeomorfológicas da Serra da Canastra, onde vertentes convexas de topo transicionam para formas retilíneas na meia encosta e estas para vertentes côncavas na base.

Os resultados alcançados neste trabalho indicam que os Latossolos desenvolvidos *in situ* ocorrem nas vertentes convexas de topo. Entretanto, estas condições pedogeomorfológicas estão restritas espacialmente a pequenas porções. As vertentes mais dominantes na paisagem são côncavas e ocorrem como abaciamentos no interior da Serra da Canastra, com associações de Latossolos/Gleissolos. Entre estas feições convexas e côncavas ocorrem transições com formas retilíneas, dominadas por Cambissolos.

Os Latossolos dos topos convexas podem ser considerados os ambientes pedogeomorfológicos mais antigos e preservados da paisagem da Serra da Canastra. Este ambiente deve ser o resultado da formação da superfície de aplanamento, possivelmente do ciclo Sul-Americano, durante a transição do Cretáceo-Terciário, se for considerada a interpretação de Saadi (1991). As formas convexas suaves e a formação de Latossolos espessos é resultado deste processo de aplanamento.

Outros autores indicam que as regiões adjacentes a SC sofreram episódios de soerguimento durante o Mioceno e Plioceno (Hackspacher et al., 2007). A evolução pedogeomorfológica da superfície aplanada depende das características dos perfis de intemperismo. O perfil original indica que o Latossolo de topo convexo ocorria nestas condições sobre saprolitos espessos de filito (Vasconcelos et al., 2010). Os saprolitos desenvolvidos sobre filito do Grupo Canastra geralmente apresentam baixa permeabilidade e condutividade hidráulica (Fiori, 2010). Isto indica que existe um contraste muito elevado da condutividade hidráulica entre os horizontes de Latossolo no topo em relação aos horizontes de saprolito em contato vertical abaixo.

As formas de contato entre os horizontes superficiais de Latossolo com o saprolito geralmente é irregular (Martins et al., 2008). Estes contatos irregulares estão geralmente associados ao padrão de fraturamento sobre o horizonte de baixa permeabilidade, como deve ser o caso do saprolito de

filito. Onde o fraturamento é mais intenso, tende a aumentar a espessura do Latossolo. Do contrário, menor quantidade de fraturas diminui a espessura do Latossolo sobrejacente. Estas irregularidades no contato Latossolo-saprolito pode condicionar o fluxo de água, que deve fluir lateralmente e, onde este fluxo estiver concentrado, provocar erosão subsuperficial, como atestado regionalmente nos topos de chapada na região da Serra da Canastra.

A erosão subsuperficial pode levar à formação de canais subterrâneos (*piping*) e provocar abatimentos do terreno (Piereson, 1983). O fluxo subterrâneo pode apresentar-se turbulento no interior de dutos ou canais subterrâneos, particularmente quando a matriz do solo circundante estiver saturada ou próxima da saturação (Coelho Netto, 2001). As descontinuidades entre os horizontes de solo e saprolito podem promover o abatimento do terreno e crescimento regressivo de voçoroca em direção as cabeceiras (Rocha Leão, 2005). Este processo leva à formação de colúvios depositados nas porções abatidas do terreno, gerando um reequilíbrio das vertentes (Coelho Netto, 2001).

Do ponto de vista morfodinâmico, a dominância de áreas deprimidas na chapada do Zagaia pode estar relacionada com processos de abatimentos no terreno provocados por um escoamento subsuperficial entre o *pedon* e o saprolito, caracterizando os relevos embaciados. Os resultados obtidos neste trabalho está em consonância com as análises de Varajão et al., (2001) nos sinclinais da Serra da Moeda, que apresenta o mesmo material de origem, assim como a mesma organização estrutural e saprolito caulínítico. Estes autores descreveram um perfil de 25m com sobreposição de solos coluvionares em relação ao material *in situ*.



Figura 8 – Processo de abatimento do terreno caracterizados por extensos Campos Limpos úmidos com murundum localizados em áreas embaciadas na Serra da Canastra.

Nesse sentido, os solos estão progressivamente se transformando em ambientes hidromórficos devido a sucessivos solapamentos provocados pela atividade da água subterrânea, dinâmica que promoveria o aumento do Fe_o . Por

outro lado, esses solos guardam os registros de um ambiente intemperizado devido à manutenção de elevada proporção de gibbsita nos ambientes hidromórficos. Esta configuração está relacionada com questões paleoclimáticas, uma vez que o ambiente atual apresenta um estado predominantemente redutor e hidromórfico, associados a campos limpos úmidos e murundus.

A rampa de colúvio da vertente apresenta aumento da gibbsita em direção aos solos hidromórficos. Isto demonstra que a organização pedológica dessa pedossequência é policíclica com processos pedogenéticos em diversos estágios. No topo, originaram solos ácricos, enquanto que processos morfogenéticos mais recentes estão transformando depósitos coluvionares em ambiente saturados em água, com consequente aumento da razão Fe_o/Fe_d .

O modelo de evolução pedogeomorfológica se concentra na relação entre o processo de solapamento e coluviamento, pois o balanço entre Fe_o e Fe_d e o elevado teor de gibbsita em todos os solos descritos evidenciam este processo (Figura 9). Pelas características descritas, esta catena pode ser classificada como de translocação, de acordo com Sommer e Schlichting (1997), em que os solos mais antigos e bem drenados são transportados, depositados e transformados em material de origem de nova fase de formação de solo, em condições de regime hidromórfico. A dinâmica de transformação dos solos de ambientes oxidantes e bem drenados para ambientes redutores e de drenagem deficiente parece lenta, pois ainda guarda características mineralógicas de solos muito intemperizados, mas com outras condições de regime de água.

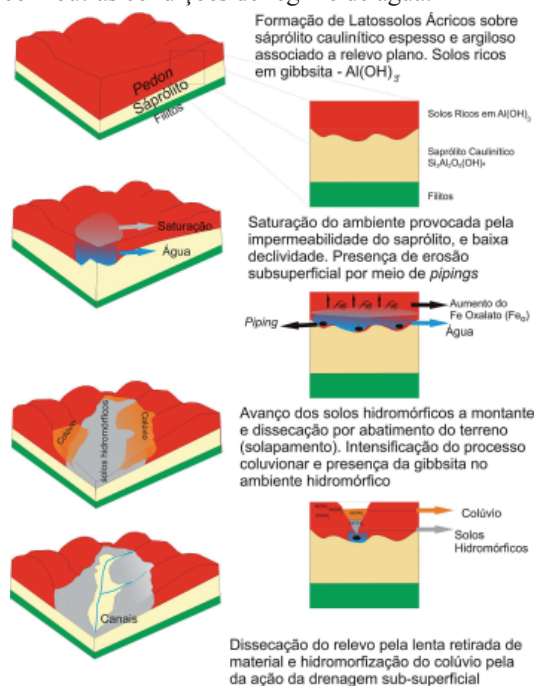


Figura 9 – Modelo de evolução pedogeomorfológica de uma parte da Serra da Canastra.

Conclusão

As análises demonstraram que a região guarda um registro de um ambiente mais drenado do que o apresenta atualmente. Suas características químicas caracterizam solos ácidos. Normalmente, esses solos no Bioma Cerrado ocorrem nas regiões planas e bem drenadas que favorecem a formação de gibbsita.

A identificação da rampa de colúvio foi possível por meio das análises de SM, textura e da caracterização morfológica, que marcam o limite superior do depósito coluvionar. No horizonte diagnóstico do perfil 7 foi observado valores de SM similares aos registrados nos Cambissolos a montante, com aumento da fração areia fina. O Latossolo do perfil 8 apresenta características físico-químicas, mineralógicas e SM equivalentes aos Latossolos do topo (perfil 1,2 e 3), apesar dele estar localizado na superfície côncava que ainda não sofreu alteração hidrológica. Observa-se que a transformação do solo em direção a montante parece ser lenta, evidenciado pelos valores da relação Fe_0/Fe_d nos perfis 2, 5, 6 e 7, similares aos identificados nos Gleissolos na parte côncava. Essa configuração sustenta a hipótese de uma mudança no regime de água de forma descontinuada na paisagem em consequência de solapamentos.

Do ponto de vista estatístico, as análises evidenciam as mudanças descritas na cobertura pedológica. A ACP e análise de grupo apoiam o tipo de transformação pedológica defendida nesse trabalho, demonstrando a similaridade de Latossolos/Gleissolos e Latossolos/Cambissolos. A indicação da inversão do processo de evolução mineralógica deve estar aliada aos processos de erosão subsuperficial, coluviamento e a organização litoestrutural.

Conclui-se que a catena descrita neste trabalho pode ser classificada como de translocação, onde solos mais antigos e bem drenados são transportados, depositados e transformados em material de origem de nova fase de formação de solo, em condições de regime hidromórfico.

Referências bibliográficas

ADAMS, M.B.; TURNER, R.S.; SCHMOYER, D.D. Evaluation of direct delayed response project soil sampling classes: Northeastern United States. **Soil Science Society of America Journal**, v. 56, n. 1, p. 177-187, 1992.

ALLEONI, L.R.F. & CAMARGO, O.A. Óxidos de ferro e de alumínio e mineralogia da fração argila desferrificada de Latossolos ácidos. **Scientia Agricola**, v. 52, p. 416-421, 1995.

ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v.7, n. 4, p. 349-364. 1977.

ALVES, M.E.; MASCARENHAS, Y.P.M.; VAZ, C.M.P. Comparação de procedimentos de quantificação de caulinita e gibbsita na fração argila desferrificada de Latossolos. **Revista**

Brasileira de Ciência do Solo, v. 32, p. 569-577, 2008.

ANDRADE, H.; SCHAEFER, C.E.R.; DEMATTE, J.L.I. & ANDRADE, F.V. Pedogeomorfologia e micropedologia de uma sequência Latossolo - Areia Quartzosa Hidromórfica sobre rochas cristalinas do Estado do Amazonas. **Geonomos**, v.5 p. 55-66, 1997.

ANIKU, J.R.F.; SINGER, M.J. Pedogenic iron oxide trends in a marine terrace chronosequence. **Soil Science Society of America Journal**, v. 54, p. 147-152, 1990.

ARAÚJO NETO, M.D.; FURLEY, P.A.; HARIDASAN, M.; JONHSON, C.E. The Murundus of the Cerrado Region of Central Brazil. **Journal of Tropical Ecology**, v. 2, p. 17-35, 1986.

ASSUMPTÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. B8, p.11889-11903, 1992.

ÁVILA, F.F.; CARVALHO, V.L.M. Morfogênese, Pedogênese e Etchplanação: análise integrada dos aspectos geoquímicos, mineralógicos e micromorfológicos dos solos de uma topossequência na depressão de Gouveia - Serra do Espinhaço - Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 223-233, 2012.

BAIN, D.C.; MELLOR, A.; ROBERTSON-RINTOUT, M.S.E.; BUCKLAND, S.T. Variations in weathering processes and rates with time in a chronosequence of soils from Glen Fleshie, Scotland. **Geoderma**, v. 57, p. 275-293. 1993

BALDWIN, M.; KELLOGG, C.E.; THORP, J. Soil classification. In: **Soils and men, Yearbook of agriculture**. Washington: USDA, US. Gov. Print. Office, 1938, p.979-1001.

BELTRAME, A. V. **Estudo das propriedades físicas do solo visando conhecer seu funcionamento hídrico: Sorocaba do Sul, Biguaçu**. 1997. 151 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1997.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: EDUFSC, 2007. 426 p.

BOCKHEIM, J.G.; GENNADIYEV, A.N.; HAMMER, R.D.; TANDARICH, J.P. Historical development of key concepts in pedology. **Geoderma**, v. 124, p. 23-36, 2005.

BOCQUIER, G. **Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux Du Tchad – Interprétations biogéodynamique**. 1971. Tese de Doutorado, Universidade de Strasbourg, Mémoire ORSTOM (Off. Rech. Sci. Tech. Outre-mer), Paris, n. 62, 350 p. 1971.

BORMANN, B.T.; SIDLE, R.C. 1990. Changes in productivity and distribution of nutrients in a chronosequence at Glacier Bay National Park, Alaska. **Journal of Ecology**, v. 78, p. 561-578.

BOULET, R. **Toposéquences de sols tropicaux em Haute-Volta: equilíbrios e desequilíbrios pedobioclimáticos**. 1978. Tese de Doutorado, Universidade de Strasbourg, Mémoire ORSTOM (Off. Rech. Sci. Tech. Outre-mer), Paris, n. 85, 272p. 1978.

BOULET, R.; LUCAS, Y.; FRITSCH, E.; PAQUET, H. Géochimies des paysages: Le rôle des couvertures pédologiques. **Coll. Sedimentologie et Géochimie de la Surface, à la mémoire de Georges Millot**, p. 55-76, 1993.

- BRACEWELL, J.M.; ROBERTSON, G.W.; TATE, K.R. Pyrolysis-Gas chromatography studies on a climosequence of soils in Tussock grasslands, New Zealand. **Geoderma**, v. 15, p. 209—215, 1976.
- BRASIL. **PROJETO RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro/Vitória.** Ministério das Minas e Energia. Brasília, DF, 1983. p. 56-66.
- BUSHNELL, T.M. Some aspects of the soil catena concept. **Soil Science Society of America Journal**, v. 7, p. 466 – 476, 1942.
- CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do IAC.** Campinas: Instituto Agrônômico (Boletim técnico, 106), 1986. 77 p.
- CAMPOS, M.C.C.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G.T.; MONTANARI, R.; CAMARGO, L. A. Relações solo-paisagem em um litossequência arenito-basalto na região de Pereira Barreto, SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31 p. 519-529, 2007.
- CAMPOS, M.C.C.; MARQUES JÚNIOR, J.; SOUZA, M.Z.; SIQUEIRA, D.S.; PEREIRA, T.P. Discrimination of geomorphic surfaces with multivariate analysis of soil attributes in sandstone – basalt lithosequence. **Revista Ciência Agrônômica**, v. 43, n. 3, p. 429-438, 2012.
- CARVALHO JUNIOR, W.; SCHAEFER, C.E.G.R.; CHAGAS, C.S.; FERNANDES FILHO, E.I. Análise multivariada de Argissolos da faixa Atlântida brasileira. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 1, p. 2081-2090, 2008.
- CASTRO, S.S. **Sistema de transformação pedológica em Marília, SP: B latossólicos e B texturais.** 1989. 286 f. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- CERTINI, G.; FORTE, C.; D'ACQUI, L.P.; SANTI, C. A. Spectroscopic properties of bulk and dichromate oxidation resistant soil organic matter from an anthroposequence in a Mediterranean environment. **Plant and Soil**, v. 291, n. 1-2, p. 55-65, 2007
- CHAUVEL, A. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale á saisons contrastées: évolution et réorganisation des sols rouges de moyenne Casamance (Sénégal). **Mémoire ORSTOM** (Travaux et Documents de l'ORSTOM), Paris, n. 62, 542p, 1977.
- CHAUVEL, A.; BOULET, R.; LUCAS, Y. On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil. **Experientia**, v. 43, p. 234-241, 1987.
- COELHO NETO, A.L. Hidrologia de encosta na interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. p. 93-148.
- COOLEY, W.W.; LOHNES, P.R. **Multivariate Data Analysis.** New York: John Wiley, 1971. 376 p.
- COUTO JÚNIOR, A.F.; DE SOUZA, V.V.; CARVALHO JÚNIOR, O.A.; MARTINS, E.S.; SANTANA, O.A.; FREITAS, L.F.; GOMES, R.A.T. Integração de parâmetros morfométricos e imagem ASTER para a delimitação das fitofisionomias da Serra da Canastra, Parque Nacional da Serra da Canastra, MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 1, p. 57-68, 2010.
- CRITTER, S.A.M.; AIROLDI, C. Thermal analysis of Brazilian Tropical Soils originating from different sources. **Journal of Brazilian Chemical Society**, v. 17, n. 7, p. 1250-1258, 2006.
- CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 48, p. 341–346, 1983.
- DELVIGNE, J. Pédogenèse en zone tropicale: la formation des minéraux secondaires em milieu ferrallitique. **Mémoire ORSTOM (Off. Rech. Sci. Tech. Outre-mer)**, Paris, v. 13, 117 p.1965.
- DICK, D. P. **Caracterização de óxidos de ferro e adsorção de fósforo na fração argila de horizontes B latossólicos.** 1986. 196f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1986.
- EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo.** 2. ed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212 p.
- ERHARDT, H. **La gènesse des sols entant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique: biostasie et rhexistasie.** Paris: Masson et Cie, Evolution des Sciences, 1956. 90 p.
- ESWARAN, H.; TAVERNIER, R.N. Classification and Genesis of Oxisols. In: THENG B.K.G. (Org.). **Soils with variable charge.** Lower Hutt, NZ: New Zealand Society of Soil Science, 1980. cap. 21, p. 427-442.
- EVANS, M.E.; HELLER, F. **Environmental magnetism: Principles and applications of enviromagnetics.** Amsterdam: Academic Press, 2003. 299p.
- FERNANDES BARROS, O. N. **Análise estrutural e cartografia detalhada dos solos em Marília, SP: ensaio metodológico.** 1985. 146f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1985.
- FERNANDES BARROS, O. N. **Formação de horizontes pedológicos em solos sobre basaltos e ação biológica no intemperismo.** 1996. Tese (Doutorado em Geografia Física) Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1996.
- FIGUEIREDO, M. A.; VARAJÃO, A.F.D.C.; FABRIS, J.D.; LOUTFI, I.S.; CARVALHO, A.P. Alteração superficial e pedogeomorfologia no sul do Complexo Bação - Quadrilátero Ferrífero (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 28, n. 4, p 713-729, 2004.
- FIORI, J.P.O. **Avaliação de métodos de campo para determinação de condutividade hidráulica em meios saturados e não saturados.** 2010. 107f. Dissertação (Mestrado em Hidrogeologia e Meio Ambiente), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2010.
- FILIZOLA, H. **O papel da erosão geoquímica na evolução do modelado da bacia de Taubaté.** 1993. 168 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1993.
- FONTES, M.P.F.; DE OLIVEIRA, T.S.; DA COSTA, L.M.; CAMPOS, A.A.G. Magnetic separation and evaluation of

- magnetization of Brazilian soils from different parent materials, **Geoderma**, v. 96, p. 81–99, 2000.
- FRAKES, L.A. **Climates through geological times**. [S.l.]: Elsevier Science Ltd, 1979. 310 p.
- FREITAS, R.O. Ensaio Sobre o Relevo Tectônico do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 13, n. 2, p. 171-222, 1953.
- FU, B.J.; LIU, S.L.; MA, K.M.; ZHU, Y.G. Relationships between soil characteristics, topography and plant diversity in a heterogeneous deciduous broad-leaved forest near Beijing, China. **Plant and Soil**, v. 261, n.1/2, p. 47-54, 2004.
- FURLEY, P. A. Classification and distribution of murundus in the Cerrado of Central Brazil. **Journal of Biogeography**, v. 13, n. 3, p. 265-268, 1986.
- GOBIN, A.; CAMPLING, P.; FEYEN, J. Soil-landscape modeling to quantify spatial variability of soil texture. **Physics and Chemistry of the Earth (B)**, v. 26, p. 41-45, 2001.
- GRIFFITH, G. Catena. **Soils and Fertilizers**, v. 15, p. 169-170, 1952.
- GRIMLEY, D.A.; ARRUDA, N.K.; BRAMSTEDT, M.W. Using magnetic susceptibility to facilitate more rapid, reproducible and precise delineation of hydric soils in the Midwestern USA. **Catena**, v. 58, p. 183–213, 2004.
- HACKSPACHER, P.C.; GODOY, D.F.; RIBEIRO, L.F.; HADLER NETO, J.C.; FRANCO, A.O.B. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 4, p. 76-86, 2007.
- HAIR, J.F.; ANDERSON, R.E.; TATHAM, R.L.; BLACK, W.C. **Análise multivariada de dados**. 5.ed. Porto Alegre: Bookman, 2005. 595p.
- HANESCH, M.; SCHOLGER, R. Mapping of heavy metal loadings in soils by means of magnetic susceptibility measurements, **Journal of Environmental Geology**, v. 42, p. 857–870, 2002.
- HANESCH, M.; SCHOLGER, R.; DEKKERS, M.J. The application of fuzzy c-means cluster analysis and non-linear mapping to a soil data set for the detection of polluted sites, **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 26, p. 885–891, 2001.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, 1., 1990, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais, 1990. p. 1-31.
- HSU, P.H. Aluminium oxides and oxyhydroxides. In: DIXON, J.B. e WEED, S.B. (Eds.). **Minerals in soil environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 331-378.
- HUGGETT R.J. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. **Catena**, v. 32, n. 3-4, p. 155-172, 1998.
- HUGGETT, R.J. Soil landscape systems: a model of soil Genesis. **Geoderma**, v. 13, p. 1-22, 1975.
- JACKSON, M.L. Clay transformations in soil genesis during the Quaternary. **Soil Science**, v. 99, p. 15-22, 1964.
- JIMÉNEZ-RUEDA, J.R.; NUNES, E. MATTOS, J.T. Caracterização Fisiográfica e Morfoestrutural da Folha São José de Mipibu – RN. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 2, p. 481-491, 1993.
- JOHNSON, R.A.; WICHERN, D.W. **Applied multivariate statistical analysis**. 5.ed. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 2002. 767 p.
- KÄMPF, N.; RESENDE, M.; CURI, N. Iron oxides in Brazilian Oxisols. In: International Soil Classification Workshop, 8., 1988, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Classification, characterization and utilization of Oxisols. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SNLCS/SMSS/USDA-SCS/UPR, 1988. p. 71-77.
- KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J.J. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: MELO, V.F.; ALLEONI, L.R.F. (Eds.), **Química e Mineralogia de Solos, Parte I – Conceitos Básicos**. Viçosa (MG): SBCS, 2009. cap. 5, p. 333-380.
- KÄMPF, N.; SCHNEIDER, P.; MELLO, P.F. Alterações mineralógicas em sequência Vertissolo-Litossolo na região da campanha no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 19, p. 349-357, 1995.
- KER, J.C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, v. 5, p. 17-40, 1998.
- KITTRICK, J.A. Precipitation of kaolinite at 25°C and 1 atm. **Clays and Clay Minerals**, v. 18, p. 261-267, 1970.
- LUCAS, Y., CHAUVEL, A., BOULET, R., RANZANI, G. SCATOLINI, F. Transição Latossolos-podzóis na região de Manaus, Amazônia, Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 8, p. 325-335, 1984.
- MACEDO, J.; BRYANT, R.B. Morphology, mineralogy, and genesis of a hydrosequence of Oxisols in Brazil. **Soil Science Society of American Journal**, v. 51, p.690–698, 1987.
- MAHER, B.A. Characterization of soils by mineral magnetic measurements. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 42, n. 1-2, p. 76-92, 1986.
- MAHER, B.A.; ALEKSEEVA, A.; ALEKSEEVA, T. Magnetic mineralogy of soils across the Russian Steppe: climatic dependence of pedogenic magnetite formation, **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 201 p. 321–341, 2003.
- MAHER, B.A.; THOMPSON, R. Palaeomonsoons I: the magnetic record of palaeoclimate in the terrestrial loess and palaeosol sequences. In: MAHER, B.A. & THOMPSON, R. (Eds.). **Quaternary Climates, Environments and Magnetism**. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. p. 81–125.
- MARDIA, A.K.V.; KENT, J.T.; BIBBY, J.M. **Multivariate analysis**. London: Academic Press, 1997. 518p.
- MARQUES JÚNIOR, J. **Caracterização de áreas de manejo específico no contexto das relações solo-relevo**. 2009. 113 f. Tese (Livre-Docência) - Universidade Estadual Paulista, Jaboticabal, 2009.
- MARTINS, E.S.; CARVALHO JUNIOR, O.A.; MELLO, G.A.; REATTO, A.; MORAES, R. A.V.; PIRES, A.C.B.; GUIMARÃES, R.F. Mapeamento da superfície basal do manto de intemperismo pelo comportamento da resistividade elétrica

- do Distrito Federal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9, p. 15-28, 2008.
- MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: National Conference on Clays and Clays Minerals, 7., 1960, Washington. **Proceedings...** New York: Pergamon Press, 1960. p. 317-327.
- MEIRELES, H.T.; MARQUES JÚNIOR, J.; CAMPOS, M.C.C.; PEREIRA, G.T. Relações solo-paisagem em toposequência de origem basáltica. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, v. 42, n. 2, p. 129-136.
- MELO, M.E.C.C.M.; JOHAS, R.A.L.; DURIEZ, M.A.M. Teores de ferro na fração terra fina e na argila por ataques sulfúrico e triácido e extração pelo DCB. In: Reunião de Classificação, e Correlação de Solos e Interpretação da Aptidão Agrícola. 3., Rio de Janeiro, 1988. **Anais...** Rio de Janeiro: SNLCS/EMBRAPA, 1988. p.211-232.
- MILNE, G. Composite units for the mapping of complex soil associations. In: Transactions of the third International Congress of Soil Science, Oxford, England, v. 1, p. 345-347, 1935.
- MILNE, G. Some suggested units of classification and mapping particularly for east African soils. **Soil Research**, v. 4, p. 183-198, 1934.
- MILNE, G. Some suggested units of classification and mapping, particularly for East African soils. **Soil Research**, v. 4, p. 183-198, 1935.
- MOTTA, P.E.F.; CARVALHO FILHO, A.; KER, J.C.; PEREIRA, N.R.; CARVALHO JUNIOR, W.; BLACANEAU, P. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 37, n. 6, p. 869-878, 2002.
- MOTTA, P.E.F.; KÄMPF, N. Iron Oxide Properties as Support to Soil Morphological Features for Prediction of Moisture Regimes in Oxisols of Central Brazil. **Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde**, v. 155, n. 5, p. 385-29, 1992.
- NAHON D., MELFI A.; CONTE C.N. Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sud, sa transformation in situ en latosol sous la forêt équatoriale actuelle. **Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre**, v. 308, n. 8, p. 755-760, 1989.
- NASCIMENTO, N.R.; PERZ, D.H. Evolução Pedomorfológica das Vertentes em Conceição do Araguaia (PA): Abordagem Metodológica e Evidências Macro e Micromorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 1, p. 31-51, 2003.
- PETROVSKY, E.; ELLWOOD, B.B. Magnetic monitoring of air-, land-, and water-pollution. In: MAHER, B.A.; THOMPSON, R. (Eds.). **Quaternary Climates, Environments and Magnetism**. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. p. 279-322.
- PIERSON, T. C. Soil pipes and slope stability. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, p. 1-11, 1983.
- PLANTE, A.F.; FERNÁNDEZ, J.M.; LEIFELD, J. Application of thermal analysis techniques in soil science. **Geoderma**, v. 153, p. 1-10, 2009.
- POUYAT, R.V., EFFLAND, W.R. The investigation and classification of humanly modified soils in the Baltimore Ecosystem Study. In: KIMBLE, J.M.; AHRENS, R.J.; BRYANT, R.B. (Eds.). **Classification, correlation, and management of anthropogenic soils**. USDA-NRCS, National Soil Survey Center, California, 1999. p. 141-154
- PREETZ, H.; ALTFELDER, S.; IGEL, J. Tropical soils and landmine detection-An: A approach for a classification system. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72 n. 1, 2008.
- QUEIROZ-NETO, J.P. Análise estrutural da cobertura pedológica no Brasil: uma experiência de ensino e pesquisa. **Revista do Departamento de Geografia – USP**, v.15, p. 77-90, 2002.
- QUEIROZ-NETO, J.P. Relações entre as vertentes e os solos: revisão de conceitos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 15-24, 2011.
- RABENHORST, M. C., WILDING, L. P. Pedogenesis on the Edwards Plateau, Texas: II. Formation and Occurrence of Diagnostic Subsurface Horizons in a Climosequence. **Soil Science Society of America Journal**, v. 50, p.687-692, 1986.
- REATTO, A.; BRUAND, A.; MARTINS, E.S.; MULLER, F.; SILVA, E.M.; CARVALHO JUNIOR, O.A.; BROSSAD, M. Variation of the kaolinite and gibbsite content at regional and local scale in Latosols of the Brazilian Central Plateau. **Geoscience**, p. 741-748, 2008.
- RESENDE, M.; BAHIA FILHO, A.F.C.; BRAGA, J.M. Mineralogia da argila de Latossolos a partir do teor total de óxidos do ataque sulfúrico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 11, n. 1, p. 17-23, 1987.
- ROCHA LEÃO, O. M. **Evolução regressiva da rede de canais por fluxos de água subterrânea em cabeceiras de drenagem**: bases geo-hidroecológicas para recuperação de áreas degradadas com controle de erosão. 2005. 232 f. Tese (Doutorado em Geografia) –Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.
- ROSS, J.L.S. **Ecogeografia do Brasil: Subsídios para planejamento ambiental**. São Paulo: Oficina de Texto, 2006. 111p.
- RUELLAN, A. **Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols a profil calcarie différencié des plaines de labasse Moulouya (Maroc Oriental)**. Paris: ORSTOM, 1971, 302 p. (Mémoires ORSTOM; 54).
- SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais**. 1991. 300 f. (Tese de Professor Titular) Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte-MG,. 1991.
- SANTOS, L.J.C. **Pedogênese no topo do platô de Bauru (SP): o caso da bacia do córrego da Ponte Preta**. 2000. 183 f. Tese (Doutorado em Geografia) Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 2000.
- SANTOS, L.J.C.; SALGADO, A.A.R.; RAKSSA, M.L.; MARRENT, B.R. Gênese de linhas de pedra (Revisão de Literatura). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n.2, p. 103-108, 2010.
- SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.H. & SCHW-ERTMANN, U. **Lehrbuch der**

- Bodenkunde (Scheffer/Schachtschabel)**. 14. ed. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 1998. 494 p.
- SCHWERTMANN, U.; KLAMT, E.; KÄMPF, N. Observações pedogenéticas em solos do Brasil. **Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, v.8, n 2, p. 39-43, 1982.
- SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Óxidos de ferro jovens em ambientes pedogenéticos do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 7, p. 251-255, 1983.
- SENA, M. M.; FRIGHETTO, R.T.S.; VALARINI, P.J.; TOKESHI, H.; POPPI, R.J. Discrimination of management effects on soil parameters by using principal component analysis: a multivariate analysis case study. **Soil and Tillage Research**, v. 67, p. 171-181, 2002.
- SILVA, C.H.; SIMÕES, L.S.A.; KRYMSKY, R.; MACAMBIRA, M.J.B. Proveniência e idade do metamorfismo das rochas da faixa Brasília, na Região de Tapira (SW de Minas Gerais). *Geologia USP. Série Científica*, v. 6, n. 1, p. 53-66, 2006.
- SINGER, M.J.; VEROSUB, K.L.; FINE, P.; TENPAS, J. A conceptual model for the enhancement of magnetic susceptibility in soils. **Quaternary International**, v. 34 n. 36, p. 243-248, 1996.
- SIQUEIRA, D.S.; MARQUES JUNIOR., J.; MATIAS, S.S.R.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; BAFFA, O.; OLIVEIRA, L.C. Correlation of properties of Brazilian Haplustalfs with magnetic susceptibility measurements. **Soil Use and Management**, v. 26 p. 425-431, 2010.
- SNEATH, H.A.; SOKAL, R.R. **Numerical taxonomy**. San Francisco: Freeman, 1973. 573 p.
- SOMMER, M.; SCHLICHTING, E. Archetypes of catenas in respect to matter – a concept for structuring and grouping catenas. **Geoderma**, v. 76, p. 1-33, 1997.
- SOUBRAND-COLIN, M.; NEEL, C.; BRIL, H.; GROSBOIS, C.; CANER, L. Geochemical behaviour of Ni, Cr, Cu, Zn and Pb in an Andosol–Cambisol climosequence on basaltic rocks in the French Massif Central. **Geoderma**, v. 137, p. 340-351, 2007.
- SOUZA JR., I.G.; COSTA, A.C.S.; VILAR, C.C.; HOEPERS, A. Mineralogia e susceptibilidade magnética dos óxidos de ferro do horizonte B de solos do Estado do Paraná. **Ciência Rural**, v. 40 p. 513-519, 2010.
- SOUZA, Z.M.; MARQUES JUNIOR, J.; PEREIRA, G.T.; BARBIERI, D.M. Small relief variations influence spatial variability of soil chemical attributes. **Scientia Agricola**, v. 63, n. 2, p. 161-168, 2006.
- TARDY Y., MELFI A.; VALETON I. Climats et paléoclimats périalantiques. Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques: température et activité de l'eau, sur la répartition et la composition minéralogique des bauxites et des cuirasses ferrugineuses au Brésil et en Afrique. **Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre**, v. 306, n. 4, p. 289-295, 1988.
- TERAMOTO, E.R.; LEPSCH, I.F.; VIDAL-TORRADO, P. Relações solo, superfície geomórfica e substrato geológico na microbacia do ribeirão Marins (Piracicaba - SP). **Scientia Agricola**, v.58 n.2, p. 361-371, 2001.
- THEOCHAROPOULOS, S.P.; PETRAKIS, P.V.; TRIKATSOULA, A. Multivariate analysis of soil grid data as a soil classification and mapping tool: the case study of a homogeneous plain in Vagia, Viotia, Greece. **Geoderma**, v. 77 p. 63-79, 1997.
- TORRENT, J.; LIU, Q.S.; BARRO N, V. Magnetic minerals in Calcic Luvisols (Chromic) developed in a warm Mediterranean region of Spain: origin and paleoenvironmental significance. **Geoderma**, v. 154, p. 465-472, 2010.
- VALERIANO, C. D. M.; AIMEIDA, J. C. H.; SIMÕES, L. S. A.; DUARTE, B. P.; ROIG, H. L.; HEILBRON, M. Evolução estrutural do Domínio Externo da Faixa Brasília no Sudoeste de Minas Gerais: Registros de Uma Tectônica Pré-Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 221-234, 1995.
- VALERIANO, C.D.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J.A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda, 2004. cap. 23. p. 575-592.
- VARAJÃO, A. F.D.C.; GILKES, R.J.; HART, R.D. The relationships between kaolinite crystal properties and the origin of materials for a brazilian kaolin deposit. **Clays and Clay Minerals**, p. 44-59, 2001.
- VASCONCELOS, V.; CARVALHO JUNIOR, O.A.; MARTINS, E.S.; COUTO JUNIOR, A.F.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T. Sistema de classificação geomorfométrica baseado em uma arquitetura sequencial em duas etapas: Árvore de Decisão e Classificador Espectral, no Parque Nacional Serra da Canastra. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 171-186, 2012.
- VASCONCELOS, V.; MARTINS, E.S.; REATTO, A. COUTO JUNIOR, A.F.; CARVALHO JUNIOR, O.A.; SANTOS, W.C.; LIMA, L.A.S.; CASTRO, K.B.; XAVIER, D.; PASSO, D.P.; GOMES, R.A.T. Caracterização de uma topossequência no Parque Nacional da Serra da Canastra, MG. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento (Embrapa Cerrados)**, n. 277, p. 1-69, 2010.
- VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F. Relações material de origem-solo e pedogênese em uma sequência de solos predominantemente argilosos e latossólicos sobre psamitos na Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, p. 357-369, 1999.
- VOLKOFF B. Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil - Chronologie des différenciations. **Cahier ORSTOM, sér. Pédologie**, v. 21, n. 4, p. 225-236, 1985.
- YOUNG, F. J.; HAMMER, R. D. Defining geographic soil bodies by landscape position, soil taxonomy, and cluster analysis. **Soil Science Society of America Journal**, v. 64, n. 3. p. 989-998, 2000.