**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

Avaliação de índices de qualidade física do solo e predição de parâmetros multifractais de solos sob Floresta Estacional Semidecidual

Thalita Campos Oliveira

**Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestra em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas**

**Piracicaba
2013**

Thalita Campos Oliveira
Engenheira Agrônoma

**Avaliação de índices de qualidade física do solo e predição de parâmetros multifractais
de solos sob Floresta Estacional Semidecidual**

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **MIGUEL COOPER**

**Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestra em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas**

**Piracicaba
2013**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - ESALQ/USP**

Oliveira, Thalita Campos

Avaliação de índices de qualidade física do solo e predição de parâmetros multifractais de solos sob Floresta Estacional Semidecidual / Thalita Campos Oliveira.- - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2013.

99 p: il.

Dissertação (Mestrado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2013.

1. Índices de qualidade do solo 2. Análise de imagens 3. Análise multifractal 4. Relações solo-água-vegetação I. Título

CDD 631.4
O48a

“Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor”

À Mata Atlântica, que ainda nos enche os olhos com sua beleza, apesar de muito sofrida.

OFEREÇO

*Ao Raphael, que sem medir esforços esteve ao meu lado. À minha querida família, pai, mãe e
Rê, que sempre me incentivaram e apoiaram.*

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Miguel Cooper pela orientação e oportunidade.

Aos membros do Conselho de Pós-Graduação do Programa de Solos e Nutrição de Plantas pela oportunidade de estudo e retorno à academia.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelas bolsas concedidas (mestrado e BEPE – Bolsa Estágio de Pesquisa no Exterior).

Ao Prof. Dr. Daniel Giménez (*Rutgers – The State University of New Jersey*) pela oportunidade de estudo, orientação, dedicação e confiança.

Aos meus colegas de pós-graduação, Raul (Beirute), Selene (Laña), Renata (Beltrão), Mariana, Rodrigo (Yes), Jairo, Mariana Durigã, Eloana, Edson, Osvaldo Guedes, Sâmala e Sueli, pela convivência, conselhos e alegrias. Aos estagiários, Mateus (Suku) e Camila (Cléo), pela ajuda.

Aos meus colegas da *Rutgers – The State University of New Jersey*, Zhongyu Kuang, Khoi Nguyen, Caroline Farkas, Brian Marmo, Vandana Subroy e Mingming Qin, pelo agradável ambiente de trabalho, paciência e diversão.

Aos meus queridos pais, Miriam e Edjarbas, que constantemente me influenciam à busca de conhecimento e sabedoria, vocês são uma inspiração. À minha adorável irmã, que esteve comigo em todos os minutos dessa jornada, com muito bom humor e descontração.

Ao meu amado Raphael, que esteve sempre presente com muita paciência e amor. Obrigada por compartilhar seus conhecimentos e sonhos com tanta generosidade e dedicação.

À minha família que sempre me deu suporte e incentivo: vó Ivone, Esdra, Evaldo, Junior (*in memorium*), Junia, Mauro, Suzan, Mildréia, Flávio, Marília, Paula, Jonas, Tayná, Rhudá, Rayra, Aruã, Bruninha, Renzo, Mariah e Luana.

Às minhas amigas de longa data, Patrícia (Reio), Maria Lúcia (Painço) e Adriana (Patuá), pela amizade.

SUMÁRIO

RESUMO	9
ABSTRACT	11
1 INTRODUÇÃO	13
1.1 Floresta Atlântica.....	13
1.2 Floresta Estacional Semidecidual	16
1.3 Importância do solo	18
Hipóteses	19
Objetivo geral	19
Objetivos específicos	19
Referências	19
2 VALORES DE REFERÊNCIA DE ÍNDICES DE QUALIDADE FÍSICA DO SOLO SOB FLORESTA ESTACIONAL SEMIDECIDUAL	23
Resumo	23
Abstract.....	23
2.1 Introdução	24
2.2 Desenvolvimento	26
2.2.1 Materiais e métodos.....	26
2.2.1.1 Caracterização da área	26
2.2.1.2 Análises químicas e físicas	28
2.2.1.2.1 Determinação da matéria orgânica	28
2.2.1.2.2 Granulometria, Densidade de partículas, Densidade do solo e Porosidade total	29
2.2.1.2.3 Curva característica de retenção de água do solo	30
2.2.1.3 Índices de qualidade do solo.....	31
2.2.1.3.1 Índice <i>S</i>	31
2.2.1.3.2 Capacidade de aeração relativa (ACt/Pt) e Capacidade de campo relativa (CC/Pt) ..	32
2.2.1.4 Análise estatística	32
2.2.2 Resultados e discussões	33
2.2.2.1 Descrição geral dos solos	33
2.2.2.2 Retenção de água do solo	37
2.2.2.3 Índices de qualidade do solo.....	40
2.2.2.3.1 Índice <i>S</i>	40
2.2.3.3.2 Capacidade de aeração relativa (ACt/Pt) e Capacidade de campo relativa (CC/PT)	43

2.3 Conclusões	45
Referências	45
3 CARACTERIZAÇÃO E PREDIÇÃO DE PARÂMETROS DO ESPECTRO MULTIFRACTAL DE SOLOS SOB FLORESTA ESTACIONAL SEMIDECIDUAL	53
Resumo	53
Abstract	53
3.1 Introdução	54
3.1.1 Teoria	56
3.2 Desenvolvimento	58
3.2.1 Materiais e métodos	58
3.2.1.1 Descrição dos solos e coleta de amostras.....	58
3.2.1.2 Análises químicas e físicas	59
3.2.1.2.1 Determinação da matéria orgânica.....	59
3.2.1.2.2 Granulometria, Densidade de partículas, Densidade do solo e Porosidade total	59
3.2.1.2.3 Curva característica de retenção de água do solo	59
3.2.1.3 Entropia da distribuição de tamanho de poros (SH)	61
3.2.1.4 Análise de imagens	61
3.2.1.5 Análise multifractal.....	63
3.2.1.5.1 Técnica <i>Box counting</i>	63
3.2.1.5.2 Parâmetros de análise da curva espectral	66
3.2.1.6 Análise estatística.....	68
3.2.2 Resultados e discussões	69
3.2.2.1 Atributos dos solos.....	69
3.2.2.2 Análise multifractal.....	75
3.2.2.2.1 Relação entre espectro multifractal e atributos do solo	81
3.3 Conclusões	85
Referências	82
4 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	91
ANEXO.....	93

RESUMO

Avaliação de índices de qualidade física do solo e predição de parâmetros multifractais de solos sob Floresta Estacional Semidecidual

A Floresta Atlântica que originalmente formava uma área contínua com mais de 150 milhões de hectares sofre constante degradação. Atualmente somente cerca de 7-8% dessa cobertura vegetal ainda existe, em sua maioria, na forma de fragmentos florestais secundários. A Estação Ecológica de Caetetus possui um dos mais significativos remanescentes da Floresta Estacional Semidecidual que revestia quase todo o interior do estado de São Paulo, parte de Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, Paraguai e Argentina. Para compreender as relações entre vegetação nativa e os solos são necessários estudos detalhados que inclui o funcionamento físico-hídrico do solo, assim, as propriedades físicas que possuem grande influência nas relações químicas e biológicas, desempenham papel central nos estudos da dinâmica dos processos do solo. O objetivo desse trabalho foi obter parâmetros quantitativos da estrutura do solo pela análise multifractal e comparar valores de qualidade física de áreas naturais com valores de referência de índices de qualidade física do solo encontrados na literatura, fornecendo dados que podem ser utilizados na avaliação da qualidade do solo em outros tipos de uso. Foi utilizado um banco de dados físico-hídrico e de imagens micromorfológicas de solos sob Floresta Estacional Semidecidual da parcela permanente da Estação Ecológica Caetetus, (Gália – SP, Brasil). Foram analisados três índices, índice S , capacidade de aeração relativa (ACt/Pt) e capacidade de campo relativa (CC/Pt). Os horizontes analisados apresentaram diferentes formas e simetrias pela análise multifractal indicando diferenças na distribuição de poros, com diferença significativa entre os parâmetros de forma $f(\alpha)_{razão}$, $\alpha_{razão}$ e $\Delta\alpha$ ($p < 0.05$). Os valores de S encontrados foram superiores ao limite proposto de qualidade física do solo (0,035). Os horizontes A e E apresentaram os valores mais altos, pois sua textura arenosa proporciona maiores valores de n . Os horizontes B apresentaram os valores mais baixos, pois seu adensamento natural reflete em valores menores de n . Os valores encontrados para os índices de qualidade do solo ACt/Pt e CC/Pt foram inferiores e superiores aos valores considerados ideais. Os resultados encontrados sugerem a reavaliação dos níveis limites considerados ideais da literatura para a avaliação da qualidade física do solo em regiões tropicais. Por meio da quantificação e integração das propriedades espaciais do sistema poroso do solo, a análise multifractal pode melhorar os sistemas de classificação da estrutura do solo e gerar parâmetros que, incorporados em funções de pedotransferência, agregam o parâmetro estrutura nas predições.

Palavras-chave: Índices de qualidade do solo; Análise de imagens; Análise multifractal; Relações solo-água-vegetação

ABSTRACT

EVALUATION OF SOIL PHYSICAL QUALITY INDEXES AND PREDICTION OF MULTIFRACTAL PARAMETERS OF SOILS UNDER SEMI-DECIDUOUS FOREST.

The Atlantic Forest originally covered around 150 million hectares undergoes constant degradation. Nowadays, only 7–8% of the original forest still remains, mostly as second-growth forests. The Caetetus Ecological Station has one of the most significant areas of Semi-deciduous Forest which covered almost all the interior of São Paulo State, part of Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, Paraguay and Argentina. To understand the relationship between original vegetation and soil detailed studies are necessary which includes the hydro-physical soil function allowing to characterize the soil behavior. Thus, physical properties have strong influence in the chemical and biological relations and play a central role in studies of soils processes dynamics. The objective of this research was to obtain quantitative parameters of soil structure by multifractal analysis using hydro-physical database and soil micromorphology images of soils under Semi-deciduous Forest in a permanent plot of Caetetus Ecological Station (Gália – SP, Brazil) and compare soil physics quality values with of soil physical quality values founded in the literature, providing data to evaluate soil quality in areas with different soil uses. Three soil quality indexes were used, *S* index, relative air capacity (ACt/Pt) and relative field capacity (FC/Pt). The soils horizons showed different shapes and symmetries by multifractal analysis indicating differences of pores distribution, the parameters of multifractal shape $f(\alpha)_{\text{ratio}}$, α_{ratio} and $\Delta\alpha$ ($p < 0.05$) showed significant differences. The *S* values founded were higher and lower than the limit of soil physical quality proposed (0,035). The A and E horizon showed the highest values because its sandy texture allow high *n* values. The B horizons showed the lowest values, because its natural densification decreases the *n* values. The values founded for ACt/Pt and CC/Pt were higher and lower than the ideal limits. The results founded suggest a reevaluation of the ideal soil physical quality limits for tropical regions. Trough the quantification and integration of soil space properties, the multifractal analysis can improve structure classification systems and create a structure parameter that can be added in pedotransfer functions.

Keywords: Soil quality indexes; Image analysis; Multifractal analysis; Soil-water-vegetation relations

1 INTRODUÇÃO

1.1 Floresta Atlântica

A Floresta Atlântica é a segunda maior floresta tropical da América do Sul. Originalmente se estendia do nordeste ao sul do Brasil, nordeste da Argentina e sudeste do Paraguai, cobrindo cerca de 150 milhões de hectares. As estimativas de área original remanescente variam devido a vários fatores, entre eles erros no mapeamento e inclusão de áreas muito pequenas nos cálculos (RIBEIRO et al., 2009). O levantamento do Instituto De Estudos Socioambientais do Sul da Bahia - IESB et al. (2007) incluiu estágios iniciais de sucessão e estima que cerca de 27% da área original existe atualmente, enquanto os levantamentos da SOS Mata Atlântica/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (2011) e de Ribeiro et al. (2009) são mais conservadores, com valores estimados de 7,9 e 7 - 8% da área original, respectivamente.

Uma grande variedade de fisionomias e composições florestais estão distribuídas em diferentes condições ambientais que favoreceram uma alta diversidade de espécies e altas taxas de endemismo na Floresta Atlântica (MYERS et al., 2000; RIBEIRO et al., 2009). Três fatores são considerados responsáveis por essas características: (i) grande extensão latitudinal (regiões tropicais e subtropicais); (ii) presença em áreas de costa e no interior do continente e (iii) grande variação de altitude (desde nível do mar até 2.700m). As alterações de relevo ocorridas na era Cenozóica e as alterações paleoclimáticas do Pleistoceno favoreceram diversas condições ecológicas que contribuíram para a diversidade biológica e para a elevada taxa de endemismo (CÂMARA, 2005) que ainda persiste apesar do extremo desmatamento.

Historicamente, a exploração de diferentes produtos agrícolas (pau-brasil, café, cana-de-açúcar, pasto e eucalipto) e a ocupação antrópica nas áreas ocupadas pela Floresta Atlântica causou grande desmatamento e fragmentação desde o século XVI. Atualmente os remanescentes de floresta sofrem grande pressão sócio-econômica, aproximadamente 123 milhões de habitantes vivem nessas áreas sob diferentes condições socioeconômicas em 3.410 municípios brasileiros (MMA, 2010), incluindo as maiores e mais populosas cidades brasileiras, São Paulo e Rio de Janeiro. O crescimento econômico das áreas ocupadas não assegurou a preservação e conservação dos remanescentes ocupados pela Floresta Atlântica. A expansão agropecuária e industrial, as atividades ilícitas (caça, corte de madeira e assentamentos irregulares) e a falta de integração entre os órgãos governamentais contribuem para sua constante degradação.

Os fragmentos florestais remanescentes são isolados e pequenos, dificultando a preservação das espécies ainda existentes (Figura 1). Essas áreas se encontram distribuídas sem uniformidade pelo território de sua abrangência, comprometendo a perpetuidade de um grande número de espécies raras, endêmicas e ameaçadas de extinção, tanto da flora como da fauna. A maioria dos fragmentos possui tamanho muito pequeno (menores que 100 ha) e correspondem, aproximadamente, a 92% dos fragmentos florestais remanescentes. As áreas remanescentes carecem de administração (plano de manejo, fiscalização, inventários) para a manutenção da biodiversidade, além de não possuírem conectividade para o trânsito de animais e fluxo gênico.

Figura 1 – Domínio da Mata Atlântica e seus remanescentes florestais

Fonte: Adaptado de Fundação SOS mata atlântica/INPE/ISA (1998).

Em 1998, a Floresta Atlântica foi incluída na lista dos *hotspots* mundiais e hoje pertence ao grupo de 34 áreas do mundo que concentram biodiversidade e que necessitam de ações conservacionistas urgentes (CI, 2012) (Figura 2). Os *hotspots* são fundamentais para o planejamento da preservação das espécies em risco, pois seguem os critérios: (i) concentração de espécies endêmicas; (ii) respectivas perdas de hábitat e (iii) grau de ameaça em que essas

Figura 2 – *Hotspots* de biodiversidade

Fonte: Conservation International, (2012).

espécies estão submetidas. O ritmo de transformação e devastação da Floresta Atlântica a coloca entre as áreas naturais mais ameaçadas do nosso planeta.

1.2 Floresta Estacional Semidecidual

Originalmente as Florestas Estacionais Semidecíduas, estendiam-se do Rio Grande do Sul a Minas Gerais, com extensões que alcançavam o interior da Bahia e do Piauí. Atualmente estão localizadas no interior do Brasil, a oeste das florestas ombrófilas densas ou mistas. A Floresta Estacional Semidecidual é composta por árvores perenifólias e caducifólias e possuem características altamente variáveis. Essas florestas são condicionadas por dupla estacionalidade climática com dois períodos pluviométricos bem marcados. Nos trópicos possui um período chuvoso e outro seco, com temperaturas médias anuais em torno de 21°C e nos subtrópicos possui período curto de seca acompanhado de acentuada queda de temperatura, com temperaturas médias mensais abaixo de 15°C. Essa dinâmica climática atinge a vegetação introduzindo-a ao repouso fisiológico, com uma porcentagem de árvores caducifólias entre 20% e 50% do conjunto florestal (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE, 2012).

Poucos são os remanescentes de Floresta Estacional Semidecidual no estado de São Paulo devido à perda de área florestada causada pela expansão agrícola. A presença de solos férteis e relevo favorável à agricultura nesse estado favoreceram a destruição em larga escala das áreas nativas, assim pouco se conhece sobre sua composição florística primitiva. No período de 1990 a 1995, cerca de 674 km² de área florestada foi desmatada nesse estado (BRASIL, 1998) e atualmente o planalto ocidental paulista possui menos de 6% da sua cobertura vegetal original (TABANEZ et al., 2005). Na região administrativa de Marília a cobertura florestal remanescente é inferior a 3% da cobertura original (KRONKA et al., 1993) e a Estação Ecológica Caetetus, com 2.178,84 ha de floresta contínua, constitui uma área representativa de Floresta Estacional Semidecidual com fundamental importância para preservação e pesquisa científica desse ecossistema ameaçado.

Historicamente, a Estação Ecológica de Caetetus foi uma fazenda do proprietário Olavo Amaral Ferraz, um dos pioneiros a explorar a região. Suas terras foram chamadas de Fazenda Paraíso e por volta da década de 30 iniciou-se sua exploração. As partes mais altas da fazenda foram reservadas para o plantio do café, as mais baixas para a pecuária, algodão, arroz, milho, café e feijão e nas áreas aguadas e de mananciais a mata foi preservada. No auge da produção, a fazenda possuía cerca de um milhão de pés de café e 5.000 cabeças de gado,

considerado o melhor plantel do estado de São Paulo e do país na época. Os trabalhadores da fazenda, em sua maioria, eram imigrantes italianos e portugueses e somavam aproximadamente 500 famílias e imigrantes japoneses arrendavam parte da terra para o plantio do algodão.

Uma parte da fazenda foi destinada à Reserva Zoológica e Florestal, destinada à caça de animais silvestres, hábito adquirido pelo proprietário durante seus estudos nos EUA, mas que veio a ser uma área de muita visitação devido aos animais silvestres e a flora local. Entretanto, as visitas eram restritas apenas para convidados, muitos deles famosos como Nelson Rockefeller, Abreu Sodré, Carlos Lacerda e Getúlio Vargas ou para pesquisadores dos EUA, UNICAMP, USP, Coimbra Filho, Dick Durrane (*National Geographic*). Na década de 70, durante as visitas do primatólogo Coimbra Filho, foi redescoberta na área o mico-leão-preto (*Leontopithecus chrysopygus*), espécie considerada extinta até então. Antes de falecer, Olavo Amaral Ferraz solicitou ao governo do estado de São Paulo a desapropriação da Reserva Zoológica e Florestal para a criação de uma unidade de conservação, que foi criada então em 1976 pelo Decreto Estadual nº 8.346 e em 1977 o Instituto Florestal (Secretaria do Meio Ambiente do estado de São Paulo) passou a administrar a área.

Desde então, a Estação Ecológica de Caetetus representa a uma área de alta importância biológica para aves e mamíferos e de extrema importância para répteis e anfíbios (BRASIL, 2000). Entretanto sofre alta pressão antrópica, a área está cercada por fazendas, sendo o café e a pastagem as principais culturas. Sua fauna é rica e possui animais ameaçados de extinção, como o mico-leão-preto (*Leontopithecus chrysopygus*), suçuarana (*Felis concolor*), jaguatirica (*Felis pardalis*), gato do mato (*Felis tigrina*), tucano-de-bico-verde (*Ramphastos dicolors*) e maracanã (*Ara maracanã*) (TABANEZ et al., 2005). Essa área corresponde a um banco de germoplasma *in situ* de espécies nativas, além de possuir potencial de conectividade com outros fragmentos florestais da região.

Dada sua importância ecológica, a Estação Ecológica de Caetetus foi estudada detalhadamente nos aspectos referentes ao solo e a vegetação no Projeto Temático “Diversidade, dinâmica e conservação em florestas do Estado de São Paulo: 40 ha de parcelas permanentes” (processo FAPESP Nº 1999/09635-0) que foi parte do Programa de Pesquisas em Caracterização, Conservação e Uso Sustentável da Biodiversidade do Estado de São Paulo, BIOTA-FAPESP, entre os anos de 2002 e 2006.

1.3 Importância do solo

O entendimento das relações entre a vegetação nativa e o solo requer de estudos detalhados que incluem o funcionamento físico-hídrico do solo permitindo caracterizar sua dinâmica (JUHASZ, 2006; JUHASZ et al., 2007). Assim, as propriedades físicas que possuem grande influência nas relações químicas e biológicas desempenham papel central nos estudos dos processos do solo. Em ecossistemas naturais, parâmetros do solo permitem definir valores de referência para estudos que visam testar e desenvolver índices de qualidade do solo e fornecem parâmetros para a predição de atributos físicos dos solos por modelos que envolvem funções de pedotransferência.

A extração de água do solo pelo sistema radicular das plantas depende da retenção e infiltração da água pelo solo (JONG VAN LIER, 1994), deste modo, o tamanho, a forma e a continuidade dos poros afetam os processos do solo (LAWRENCE, 1977). Assim, a geometria do espaço poroso afeta diretamente o crescimento das raízes; aeração do solo; infiltração; distribuição de água e drenagem, ou seja, fatores que determinam o crescimento vegetativo e as formações vegetais (RINGROSE-VOASE, 1991). Portanto a mensuração do espaço poroso se torna cada vez mais importante para o estudo da dinâmica dos solos e as suas relações com a vegetação.

Nesse contexto, o uso da micromorfologia é uma ferramenta que permite caracterizar a estrutura e porosidade do solo e auxilia na caracterização do funcionamento físico-hídrico do solo. Essa técnica em combinação com outras análises gera a possibilidade de integrar e sintetizar processos e entender os efeitos da diversidade do solo, englobando vários níveis de organização, desde a paisagem até a microestrutura do solo (MIEDEMA, 1997; CASTRO et al., 2003).

O estudo da estrutura e da porosidade do solo pelos métodos micromorfológicos, originalmente qualitativos, ganharam uma dimensão quantitativa com o desenvolvimento de métodos da morfologia matemática e do desenvolvimento da informática. O uso de imagens advindas de lâminas delgadas ou blocos impregnados auxilia na medição do espaço poroso do solo de modo rápido e efetivo utilizando programas computacionais de análise de imagens (CASTRO et al., 2003).

A análise multifractal por meio da análise de imagens micromorfológicas permite avaliar a porosidade do solo permitindo a modelagem da estrutura e de processos do solo (POSADAS et al., 2003). O aumento das publicações nos últimos anos estabeleceu o uso da

análise multifractal como uma nova área de estudo na ciência do solo, e principalmente para avaliação de propriedades físicas dos solos (PACHEPSKY et al., 2000).

Hipóteses

- a) Os valores limites de índices de qualidade do solo definidos na literatura internacional não são adequados para caracterizar a qualidade do solo em climas tropicais.
- b) É possível obter parâmetros quantitativos da estrutura do solo a partir de dados morfométricos e físico-hídricos do solo.

Objetivo geral

O objetivo desse trabalho foi obter a partir de um banco de dados físico-hídrico e de imagens micromorfológicas de solos sob Floresta Estacional Semidecidual da parcela permanente da Estação Ecológica Caetetus, parâmetros quantitativos da estrutura do solo pela análise multifractal, assim como comparar valores de qualidade física em áreas naturais com valores de referência de índices de qualidade física do solo encontrados na literatura, fornecendo dados que podem ser utilizados na avaliação da qualidade do solo sob outros tipos de uso.

Objetivos específicos

- (i) Caracterizar qualitativamente e quantitativamente o espaço poroso dos solos;
- (ii) Testar índices de qualidade física do solo a partir de curvas de retenção de água e
- (iii) Utilizar a técnica de análise multifractal em imagens micromorfológicas em duas dimensões (2D) para quantificar a porosidade do solo.

Referências

BRASIL Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. **Primeiro relatório nacional para a convenção sobre diversidade biológica:** Brasil. Brasília, 1998. 283 p.

_____. **Avaliação e ações prioritárias para a conservação da biodiversidade da mata atlântica e campos sulinos.** Brasília. 2000. 40 p.

_____. **Mata Atlântica: Patrimônio Nacional dos Brasileiros**. Brasília. 2010. 408 p.

CÂMARA, I.G. Breve história da conservação da Mata Atlântica. In: GALINDO-LEAL, C.; CÂMARA, I.G. **Mata Atlântica: biodiversidade, ameaças e perspectivas**. Belo Horizonte; São Paulo: Fundação SOS Mata Atlântica, 2005. p. 43-59.

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P. Micromorfologia do solo: base e aplicações. **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: UFV, 2003. v. 3, p. 107-164.

CONSERVATION INTERNATIONAL. Disponível em: <<http://www.conservation.org.br>>. Acesso em: 20 dez. 2012.

FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA. INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Atlas dos remanescentes florestais da Mata Atlântica no período de 2008–2010**. São Paulo, 2011. 116 p.

FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA. INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. INSTITUTO SOCIOAMBIENTAL. **Atlas da evolução dos remanescentes florestais e ecossistemas associados no domínio da Mata Atlântica**. São Paulo, 1998. 46 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro, 2012. 271 p.

INSTITUTO DE ESTUDOS SOCIOAMBIENTAIS DO SUL DA BAHIA. INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO. DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE. **Levantamento da cobertura vegetal nativa do bioma Mata Atlântica: relatório final**. PROBIO 03/2004. Brasília, 2007. 84 p.

JONG VAN LIER, Q. **Extração da água do solo por plantas: desenvolvimento e validação de um modelo**. 1994. 96 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1994.

JUHASZ, C.E.P. **Relação solo-água-vegetação em uma topossequência localizada na Estação Ecológica de Assis**. 2005. 110 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

JUHASZ, C.E.P.; COOPER, M.; CURSI, P.R.; KETZER, A.O.; TOMA, R.S. Savanna woodland soil micromorphology related to water retention. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 64, p. 344-354, 2007.

KRONKA, F.J.N.; NALON, M.A.; MATSUKUMA, C K.; KANASHIRO, M.M.; YWANE, M.S.S.; PAVÃO, M.; DURIGAN, G.; LIMA, L.M.P.R.; GUILLAUMON, J.R.; BAITELLO, J. B.; BORGIO, S.C.; MANETTI, L.A.; BARRADAS, A.M.F.; FUKUDA, J.C.; SHIDA, C. N.; MONTEIRO, C.H.B.; PONTINHA, A.A.S.; ANDRADE, G.G.; BARBOSA, O.; SOARES, A.P. **Inventário florestal do Estado de São Paulo**. São Paulo: Instituto Florestal, 1993. 200 p.

LAWRENCE, G.P. Measurement of pore size in fine-textured soils: a review of existing techniques. **Soil Science**, Oxford, v. 28, p. 527-540, 1977.

MIEDEMA, R. Application of micromorfology in ferruginous soils. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 36, p. 119-169, 1997.

MYERS, N.; MITTERMEIER, R.A.; MITTERMEIER, C.G.; FONSECA, G.A.B.; KENT, J. Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Nature**, London, v. 403, p. 852-858, 2000.

PACHEPSKY, Y.A.; BERSON, D.A.; RAWLS, W. Simulating scale-dependent solute transport in soils with the fractional advective-dispersive equation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, p. 1234-1243, 2000.

POSADAS, A.N.D.; GIMÉNEZ, D.; QUIROZ, R.; PROTZ, R. Multifractal characterization of soil pore systems. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 67, p. 1361-1369, 2003.

RINGROASE-VOASE, A.J. Micromorphology of soil structure: description, quantification, application. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 29, p. 777-813, 1991.

RIBEIRO, M.C.; METZGER, J.P.; MARTENSEN, A.C.; PONZONI, F.; HIROTA, M. Brazilian Atlantic Forest: how much is left and how is the remaining forest distributed? Implications for conservation. **Biological Conservation**, Barking, v. 142, p. 1141-1153, 2009.

TABANEZ, M.F.; DURIGAN, G.; KEUROGHLIAN, A.; BARBOSA, A.F.; FREITAS, C.A. de; SILVA, C.E.F. da.; SILVA, D.A. da; EATON, D.P.; BRISOLLA, G.; FARIA, H.H. de; MATTOS, I.F.A.; LOBO, M.T.; BARBOSA, M.R.; ROSSI, M.; SOUZA, M.G.; MACHADO, R.B.; PFEIFER, R.M.; RAMOS, V.S.; ANDRADE, W.J.; CONTIERI, W.A. **Plano de manejo da estação ecológica dos Caetetus**. São Paulo: Instituto Florestal, 2005. 105 p. (Série Registros).

2 AVALIAÇÃO DE ÍNDICES DE QUALIDADE FÍSICA DO SOLO SOB FLORESTA ESTACIONAL SEMIDECIDUAL

Resumo

O conceito de qualidade do solo é muito discutido atualmente devido às relações do solo com meio ambiente (solo-planta-atmosfera) e as práticas intervencionistas do homem. Todavia os conceitos de qualidade do solo relacionam a qualidade com a produtividade agrícola, mas sua avaliação em um contexto agronômico pode ser diferente em ecossistema natural. A qualidade do solo é utilizada para a avaliação do grau de degradação ou melhoria do solo direcionando as práticas de manejo a serem adotadas norteando as pesquisas científicas e as políticas de conservação dos solos. Para tanto, é necessária a comparação de áreas agricultadas com áreas que nunca foram cultivadas para estabelecer os níveis críticos de qualidade física do solo. O presente estudo teve como objetivo avaliar os índices de qualidade física do solo, índice S , ACt/Pt e CC/Pt da parcela permanente localizada na Estação Experimental de Caetetus (Gália - São Paulo, Brasil) sob Floresta Estacional Semidecidual e compará-los com valores de referência de índices de qualidade física do solo encontrados na literatura, fornecendo dados que podem ser utilizados na avaliação da qualidade do solo em outros tipos de uso. Curvas de retenção de água (base gravimétrica e volumétrica) nas tensões $|\Psi|$ 1, 3, 5, 8, 10, 33, 100, 500 e 1500 kPa, ajustadas pela equação proposta por van Genuchten utilizando o programa RTEC, foram utilizadas para o cálculo desses índices de qualidade física do solo. Os valores do Índice S encontrados foram superiores ao limite proposto de qualidade física do solo (0,035). Os horizontes A e E apresentaram os valores mais altos, pois sua textura arenosa proporciona maiores valores de n . Os horizontes B apresentaram os valores mais baixos, pois seu adensamento natural reflete em valores menores de n . Os valores encontrados para os índices ACt/Pt e CC/Pt foram inferiores e superiores aos valores considerados ideais. Os resultados encontrados sugerem a reavaliação dos níveis limites considerados ideais para a qualidade física do solo em regiões tropicais.

Palavras-chave: Qualidade física do solo; Índice S , ACt/Pt, CC/Pt; Curva de retenção de água

Abstract

The soil quality concept is worldwide discussed because its interactions with the environment (soil-plant-atmosphere) and the human practices. However, the concepts of soil quality are related with agricultural productivity, but the assessment of soil quality in a agronomic context can be different than natural areas. The soil quality is used to evaluate soil degradation and restoration driving soil management, soil research and conservation policy. The comparison between agricultural and natural areas is necessary to establish critical limits of soil physical quality. The objective of this study was assess soil physical quality, S index, relative air capacity (ACt/Pt) and relative field capacity (FC/Pt) from a permanent plot in Caetetus Ecological Station (Gália - São Paulo, Brazil) under Semi-deciduous Forest and compare them with values of soil physical quality found in the literature, providing data to evaluate soil quality in areas with different soil uses. For this purpose water retention curves (gravimetric and volumetric) under $|\Psi|$ 1, 3, 5, 8, 10, 33, 100, 500 e 1500 kPa tensions, adjusted by van Genuchten equation using RTEC program were used. The S values found were higher and lower than the limit of soil physical quality proposed (0,035). The A and E horizon showed the highest values because its sandy texture allow high n values. The B

horizons showed the lowest values, because its natural densification decreases the n values. The values founded for ACt/Pt and FC/Pt were higher and lower than the ideal limits. The results founded suggest a reevaluation of the ideal soil physical quality limits for tropical regions.

Keywords: Soil physical quality; S index, ACt/Pt, CC/Pt; Water retention curve

2.1 Introdução

O conceito de qualidade do solo é muito discutido atualmente devido as relações do solo com meio ambiente (solo-planta-atmosfera) e às práticas intervencionistas do homem (GIL-SOTRES, 2005). A qualidade do solo pode ser compreendida como a capacidade de um solo funcionar dentro dos limites de um ecossistema natural ou manejado, para sustentar a produtividade de plantas e animais, manter ou aumentar a qualidade do ar e da água e promover a saúde das plantas, dos animais e dos homens (KARLEN et al., 1997). Entretanto, não há um consenso sobre sua definição devido à dificuldade de integrar em um único conceito usos do solo conflitantes, o agrícola e ambientes naturais.

A preocupação com a qualidade do solo se intensificou nas ultimas décadas, pois o aumento da população e da pressão sobre os recursos naturais ameaçam a qualidade dos solos. A dependência do homem a esse recurso natural finito, frágil e não renovável (LAL, 1995) favorece a avaliação da condição em que se encontram os solos agricultados e em ambiente naturais. Recentemente, a qualidade do solo tem sido foco nos debates sobre o aquecimento global devido sua influência na regulação de gases do efeito estufa, no estoque e sequestro de carbono e na sua importância em produzir biocombustíveis (EWING; SINGER, 2012).

Todavia os conceitos de qualidade do solo estão relacionados com a produtividade agrícola, mas sua avaliação em um contexto agronômico pode ser diferente em ecossistema natural. Num contexto agronômico a qualidade do solo está associada à otimização da produção sem efeitos indesejados ao meio ambiente enquanto num ambiente natural está relacionada com seu estado inicial e com o potencial de resistir às mudanças do meio ambiente (EWING; SINGER, 2012). Deste modo, a avaliação da qualidade do solo requer a comparação entre áreas agrícolas com áreas que não sofreram nenhum tipo de uso (REYNOLDS et al., 2002).

A estimativa da qualidade do solo utiliza indicadores mensuráveis relacionados a evolução do solo e permite caracterizar, avaliar e acompanhar as alterações ocorridas em um ecossistema. Assim, a qualidade do solo é um indicador de mudanças da capacidade de

produção e da integridade dos solos, pois avaliam sua degradação e o estresse ambiental (DEXTER, 2004). A qualidade do solo é uma ferramenta importante para a avaliação do grau de degradação ou melhoria do solo que direcionam as práticas de manejo adotadas e norteiam as pesquisas científicas, assim como as políticas de conservação dos solos (SOJKA; UPCHURCH, 1999; DEXTER, 2004).

As propriedades físicas do solo possuem grande influência nos processos químicos e biológicos desempenhando papel central nos estudos de qualidade dos solos. Essas propriedades influem diretamente na produção agrícola, pois estão relacionadas com o crescimento de raízes; espaço poroso; capacidade de deformação; retenção e suprimento de água (LARSON; PIERCE, 1991; REYNOLDS et al., 2002). Deste modo, a mensuração da qualidade física do solo a partir de curva de retenção de água é uma medida uniforme e facilmente replicável em laboratórios em comparação com outras medidas físicas de avaliação da qualidade física do solo (DEXTER, 2004).

O índice *S* é um indicador de qualidade física do solo que avalia a qualidade estrutural dos solos. O cálculo do valor de *S* utiliza a inclinação da curva de retenção de água no ponto de inflexão como medida da microestrutura do solo. Poros estruturais responsáveis pela drenagem de água no solo são susceptíveis a alterações causadas pela mudança do uso do solo modificando a forma da curva de retenção e, conseqüentemente, o valor de *S* (DEXTER; BIRD, 2001; DEXTER, 2004). Esse índice tem sido muito utilizado como indicador de qualidade física do solo em clima temperado (DEXTER et al., 2005; DEXTER; CZYZ, 2007; DEXTER; RICHARD, 2009; TORMENA et al., 2008) entretanto, foi pouco avaliado em solos tropicais (TORMENA et al., 2008).

A qualidade física do solo também pode ser avaliada pela disponibilidade de água e ar para o crescimento vegetativo. Quando 66% da porosidade do solo está preenchida por água ou quando 34% dos poros estão cheios de ar, a produção máxima de nitrogênio pelos organismos é atingida (REYNOLDS et al., 2002). Assim, Olness et al. (1998) propuseram valores de boa qualidade do solo relacionando a capacidade de campo do solo com a porosidade total (CC/Pt) de 0,66, e capacidade de aeração total do solo (ACt/Pt) com a porosidade total de 0,34. Reynolds et al. (2009) reavaliou a relação CC/Pt e propôs o intervalo de $0,6 \leq \text{CC/Pt} \leq 0,7$ como ideal. Entretanto, a aplicabilidade e a utilidade desses indicadores na avaliação da qualidade física do solo necessitam de mais estudos.

Deste modo, o presente estudo teve como objetivo avaliar os índices de qualidade física do solo, índice *S*, ACt/Pt e CC/Pt da parcela permanente localizada na Estação Experimental de Caetetus (Gália - São Paulo, Brasil) sob Floresta Estacional Semidecidual e

compará-los com valores de referência de índices de qualidade física do solo encontrados na literatura, fornecendo dados que podem ser utilizados na avaliação da qualidade do solo em outros tipos de uso.

2.2 Desenvolvimento

2.2.1 Material e Métodos

2.2.1.1 Caracterização da área

A Estação Ecológica de Caetetus (2.178,84 ha) está localizada a sudoeste do estado de São Paulo nos municípios de Gália e Alvinlândia, entre as coordenadas geográficas 22°20' e 22°30' de Latitude S e 49°40' e 49°45' de Longitude O. Essa área está inserida ao norte da bacia hidrográfica do Médio Paranapanema, com altitudes entre 500 e 680 m (Figura 1 e 2). O clima é Cwa (KOPPEN, 1948), mesotérmico de inverno seco com temperaturas inferiores a 18°C e superiores a 22°C no verão. A precipitação no mês mais seco não supera 30 mm, atingindo precipitação média anual entre 1.100 a 1.700 mm (TABANEZ et al., 2005).

De acordo com o “Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo”, a Estação Ecológica de Caetetus pertence à província geomorfológica Planalto Ocidental na Zona do Planalto de Marília (PONÇANO et al., 1981). A geologia da área tem o predomínio de arenitos das formações Marília e Adamantina, do Grupo Bauru (ALMEIDA et al., 1981) e sedimentos continentais indiferenciados e sedimentos aluvionares. As principais classes de solos encontradas na área são Latossolos Vermelho-Amarelos, Argissolos Vermelhos-Amarelos, Gleissolos, Neossolos Litólicos e Flúvicos (TABANEZ et al., 2005).

A vegetação da Estação Ecológica de Caetetus é caracterizada por uma Floresta Estacional Semidecidual (IBGE, 2012), uma floresta alta com estratificação complexa com alta diversidade florística que cobriu grande parte do interior do estado de São Paulo, parte de Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, Paraguai e Argentina.

O estudo foi realizado em uma parcela permanente preservada de 0,1 km² dentro da Estação Ecológica Caetetus, onde foi demarcada uma topossequência baseada no Mapa de Solos Ultradetalhado da Parcela Permanente da Estação Ecológica de Caetetus (Figura 3). A topossequência abrange todos os solos da parcela permanente e se encontra de montante a jusante. Na topossequência foram escolhidos cinco pontos para a abertura dos perfis baseada na técnica de análise estrutural proposta por Boulet et al. (1982). As descrições morfológicas

dos solos foram realizadas segundo Lemos e Santos (2002) e os solos classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (EMBRAPA, 2006) e *Soil Taxonomy* (ESTADOS UNIDOS, 1999) (Tabela 1).

Figura 1 - Localização da Estação Ecológica de Caetetus (Gália - SP, Brasil)

Fonte: Tabanez et al. (2005)

Figura 2 - Localização da Estação Ecológica de Caetetus (Gália - SP, Brasil)

Fonte: Google Earth

Em cada perfil foram coletadas amostras deformadas e indeformadas para a realização de análises químicas e físicas. Foram realizadas as determinações da matéria orgânica; granulometria, densidade de partículas, densidade do solo e curvas características de retenção de água no solo.

2.2.1.2 Análises químicas e físicas

2.2.1.2.1 Determinação da matéria orgânica

A matéria orgânica (MO) foi calculada a partir da determinação do carbono (C) orgânico por oxidação em via úmida, com dicromato de potássio, sem aquecimento e quantificação direta dos íons Cr (III) por colorimetria (CANTARELLA et al., 2001). Para cálculo da MO foi utilizado o fator de conversão de Wolff, $MO = C \text{ orgânico} \times 1,724$ (WOLFF, 1864).

Figura 3 - Localização da topossequência e dos perfis (trincheiras – T1, T2, T3, T4 e T5) na parcela permanente da Estação Ecológica de Caetetus (Gália - SP, Brasil)

Fonte: Adaptado de Cooper et al. (2012)

Tabela 1 - Classificação dos solos (EMBRAPA, 2006 e *Soil Taxonomy*, 1999)

Perfil	Classificação dos solos	
	SiBCS	<i>Soil Taxonomy</i>
1	Argissolo Vermelho - Amarelo Distrófico arênico	Arenic Haplustult
2	Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abruptico arênico	Arenic Haplustalf
3	Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abruptico	Arenic Haplustalf
4	Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abruptico espessarênico	Grossarenic Haplustalf
5	Gleissolo Háplico Ta Eutrófico vértico	Aquertic Haplustalf

2.2.1.2.2 Granulometria, Densidade de partículas, Densidade do solo e Porosidade total

A análise granulométrica foi realizada de acordo com Gee e Or (2002). A fração argila total ($< 0,002$ mm) foi determinada pelo método do dênssímetro, a fração areia total ($2 - 0,05$ mm) por tamisamento e silte ($0,05 - 0,002$ mm) por diferença. Para a determinação da densidade de partículas (D_p) foi utilizado o método do balão volumétrico e a densidade do

solo (Ds) foi calculada utilizando amostras indeformadas em anéis volumétricos do tipo Köpcke (100 cm³) (EMBRAPA, 1997). A porosidade total (PT) foi calculada a partir da Dp e Ds segundo Vomocil (1965).

2.2.1.2.3 Curva característica de retenção de água do solo

Amostras indeformadas em anéis metálicos do tipo Köpcke (100 cm³) foram coletadas em triplicata em cada horizonte dos cinco perfis para a obtenção das curvas de retenção de água no solo (base volumétrica - cm³.cm⁻³ e gravimétrica - g.g⁻¹).

Após saturação, os anéis foram submetidos às tensões $|\Psi|$ de 1, 3, 5, 8 e 10 kPa em mesa de tensão (TOPP; ZEBCHUK, 1979) e 33, 100, 500 e 1500 kPa em placas porosas utilizando câmara de Richards (DANE; HOPMANS, 2002). As curvas de retenção de água do solo foram ajustadas pela equação proposta por van Genuchten (1980) (Equação 1), pelo programa RETC (VAN GENUCHTEN et al., 1991).

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha |\Psi|)^n]^m} \quad [1]$$

Onde, θ é o conteúdo de água do solo (cm³.cm⁻³ e g.g⁻¹); θ_s o conteúdo de água na saturação (cm³.cm⁻³ e g.g⁻¹); θ_r o conteúdo de água residual (cm³.cm⁻³ e g.g⁻¹); $|\Psi|$ o potencial matricial da água no solo (kPa); n e m ($m = 1 - 1/n$) (MUALEM, 1976) são parâmetros adimensionais de ajuste e α é um parâmetro expresso em kPa⁻¹.

O conteúdo de água no ponto de inflexão da curva de retenção foi calculado pela equação (DEXTER, 2004):

$$\theta_i = (\theta_s - \theta_r) \left[1 + \frac{1}{m} \right]^{-m} + \theta_r \quad [2]$$

Onde, θ_i é o conteúdo de água no ponto de inflexão (cm³.cm⁻³). A tensão no ponto de inflexão foi calculada pela equação (DEXTER, 2004):

$$\Psi_i = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{1}{m} \right)^{\frac{1}{n}} \quad [3]$$

Onde, Ψ_i é a tensão no ponto de inflexão (kPa).

A macroporosidade foi calculada utilizando o conteúdo de água entre a saturação e o ponto de inflexão da curva de retenção, onde os poros drenados são considerados estruturais e sensíveis ao manejo do agrícola (cultivo, colheita e compactação). Entre o ponto de inflexão e o conteúdo de água residual os poros são texturais (entre as partículas minerais do solo) e não são sensíveis ao manejo agrícola (DEXTER, 2004):

$$\text{Macro} = \frac{\theta_s - \theta_i}{P_T} \quad [4]$$

Onde, P_T é a porosidade total. A microporosidade (Micro) foi calculada pela diferença da porosidade total e a macroporosidade.

2.2.1.3 Índices de qualidade do solo

Foram utilizados três índices de qualidade física do solo em ecossistema natural, índice S , ACt/Pt e CC/Pt .

2.2.1.3.1 Índice S

A qualidade física do solo pode ser avaliada pelo índice S , que utiliza a inclinação da curva de retenção de água (base gravimétrica) no ponto de inflexão como medida da microestrutura do solo. O índice S foi calculado conforme Dexter (2004) utilizando a equação:

$$S = -n (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{2n - 1}{n - 1} \right)^{\left(\frac{1}{n} - 2 \right)} \quad [5]$$

O valor de S é sempre negativo, entretanto é mais conveniente usar o módulo do valor para facilitar as discussões. O valor de referência para a qualidade física do índice S é de 0,035, delimitando solos com qualidade estrutural boa e ruim, valores inferiores a 0,002 estão relacionados com qualidade estrutural muito ruim (DEXTER, 2004).

2.2.1.3.2 Capacidade de aeração relativa (ACt/Pt) e Capacidade de campo relativa (CC/Pt)

O balanço ótimo entre capacidade de retenção de água nos solos sobre a porosidade total ($0,6 \leq CC/Pt \leq 0,7$) e a capacidade de aeração total do solo sobre a porosidade total ($ACt/Pt = 0,34$) pode ser utilizado como índice de qualidade física do solo pois estão relacionados com a máxima disponibilidade de nitrogênio para as plantas (OLNESS et al., 1998; REYNOLDS et al., 2002, 2009).

A capacidade de aeração relativa foi calculada por (REYNOLDS et al., 2002):

$$\frac{ACt}{PT} = \frac{\theta_s - \theta_{cc}}{PT} \quad [6]$$

Onde, θ_{cc} o conteúdo de água na capacidade de campo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) em 5, 10 Ψ_i e kPa. A capacidade de campo relativa foi calculada pela capacidade de campo sobre a porosidade total (REYNOLDS et al., 2002):

$$\frac{CC}{PT} \quad [7]$$

O potencial matricial correspondente a capacidade de campo para solos tropicais varia de 6 a 10 kPa (REICHARDT, 1988), entretanto neste trabalho adotou-se o limite inferior de 5 kPa, Ψ_i (potencial matricial no ponto de inflexão) (FERREIRA; MARCOS, 1983) e 10 kPa (REICHARDT, 1988) das curvas de retenção de água (base volumétrica) para o cálculo de ACt/Pt e CC/Pt.

2.2.1.4 Análise estatística

Para a análise estatística foi utilizado o programa R. As médias dos resultados dos índices de qualidade do solo índice S, ACt/Pt e CC/Pt foram comparadas pelo teste de Tukey com 0,05 e 0,10 de probabilidade para avaliar as diferenças significativas entre os horizontes e os potenciais matriciais (5, Ψ_i e 10 kPa).

2.2.2 Resultados e Discussões

2.2.2.1 Descrição geral dos solos

Os solos apresentam heterogeneidade lateral e vertical evidenciada pelas diferenças morfológicas e granulométricas dos horizontes ao longo da topossequência, entretanto todos os solos apresentam mudança textural abrupta (COOPER et al., 2012). Dois comportamentos distintos foram observados com relação ao fluxo de água nos horizontes B. Solos sem restrição de drenagem (bem drenados) ocorrem na parte superior e na meia encosta (Perfis 1, 2 e 3) e solos com restrição de drenagem (moderadamente a imperfeitamente drenados) na porção inferior da encosta (Perfis 4 e 5) (Figura 3). A presença de mosqueados e da cor acinzentada nos perfis 4 e 5 evidenciam a restrição da drenagem e a ocorrência de processos de redução e oxidação (Figura 5).

Apesar da mesma textura arenosa (Figura 4 e Tabela 2), os horizontes A e E possuem estruturas diferentes. Teores maiores de matéria orgânica, concentração do sistema radicular e elevada atividade microbiológica promovem maior agregação do solo nos horizontes A (HARRIS et al., 1966), favorecendo a formação de uma estrutura granular grande/média de desenvolvimento de grau fraco e blocos subangulares pequenos de grau moderado a fraco. Os horizontes E apresentam uma estrutura em blocos subangulares de grau fraco que se desfazem em grãos simples, o baixo conteúdo de matéria orgânica e outros agentes cimentantes contribuem para uma baixa agregação (HARTMANN; BOODT, 1974).

A ocorrência de lamelas (bandas ondulada) nos horizontes E dos perfis 1, 2 e 3 favorecem fluxos laterais nestes horizontes (QUEIROZ NETO, 1995). A influência dessas lamelas nos fluxos hídricos nestes solos independe de seu processo de formação, que podem ser geogenéticos (herdados do material de origem) e ou pedogenéticos. Características das encostas como declividade, comprimento da rampa associado ao tipo e grau de desenvolvimento da estrutura dos solos condicionam os fluxos em áreas tropicais úmidas (HUMBEL, 1978; BOULET et al., 1979).

A presença de lamelas em solos similares tem sido relatada em vários trabalhos, no oeste do estado de São Paulo, como no Platô de Marília (CASTRO, 1989; PELLERIN; QUEIROZ NETO, 1992), e em vários platôs localizados no Noroeste do estado do Paraná, também formados por arenitos, porém da Formação Caiuá, e do mesmo Grupo Bauru (CUNHA et al., 1999; NAKASHIMA, 2004) ou ainda sobre arenitos mais antigos, também na Bacia Sedimentar do Paraná, na Província Geomórfica da Depressão Periferia Paulista, no

estado de São Paulo (VIDAL-TORRADO et al., 1999; MAFRA et al., 2001). Portanto, sua formação sugere associação aos arenitos, independente da idade e compartimento geomorfológico que ocorrem.

O incremento de argila nos horizontes B (Tabela 2) pode ser devido, em parte, ao processo de argiluviação evidenciado pela presença de cerosidade, o que favorece a formação de estrutura de tamanho médio em blocos subangulares/angular e grau de desenvolvimento forte. O aumento do teor de argila nesses horizontes é bastante evidente caracterizando mudança textural abrupta.

Tabela 2 - Atributos dos solos para os perfis estudados na topossequência

Horizonte	Areia	Silte	Argila	MO	Dp	Ds
m	g.kg ⁻¹			Mg.m ⁻³		
Perfil 1 - Argissolo Vermelho - Amarelo Distrófico arênico						
A (0,00 - 0,10)	820	40	140	1,19	2,67	1,27
E (0,29 - 0,64)	880	20	100	0,38	2,60	1,51
Bt (0,78 - 1,23+)	720	40	240	0,42	2,63	1,38
Perfil 2 - Argissolo Vermelho - Amarelo Eutrófico abruptico arênico						
A (0,00 - 0,07)	860	20	120	1,40	2,53	1,34
E (0,29 - 0,61)	860	40	100	0,42	2,67	1,51
Bt (0,98 - 1,35+)	800	20	180	0,35	2,67	1,54
Perfil 3 - Argissolo Vermelho - Amarelo Eutrófico abruptico						
A (0,00 - 0,13)	840	40	120	1,33	2,38	1,34
E (0,34 - 0,95)	900	20	80	0,28	2,82	1,54
Bt (0,95 - 1,35+)	640	40	320	0,42	2,63	1,62
Perfil 4 - Argissolo Vermelho - Amarelo Eutrófico abruptico espessarênico						
A (0,00 - 0,13)	900	20	80	0,42	2,64	1,17
E (0,40 - 1,40)	920	20	60	0,28	2,70	1,59
Btg (1,86 - 2,50+)	820	60	120	0,31	2,67	1,75
Perfil 5 - Gleissolo Háptico Ta eutrófico vértico						
A (0,00 - 0,22)	800	60	140	1,19	2,60	0,92
E (0,53 - 0,86)	840	60	100	0,42	2,60	1,63
Bg (0,86 - 1,00)	510	80	410	0,73	2,50	1,34

Nota: MO - matéria orgânica; Dp – densidade de partículas e Ds – densidade do solo.

Figura 4 – Classe textural dos solos da parcela permanente da Estação Ecológica de Caetetus (Gália – SP, Brasil)

Figura 5 – Fotografias dos perfis da topossequência

2.2.2.2 Retenção de água no solo

As diferenças de estrutura e granulometria influenciam diretamente os processos físicos do solo que pode ser observado nas curvas de retenção de água no solo (Figura 6 e Tabela 3). As curvas de retenção dos horizontes A e E possuem mesma forma devido à mesma granulometria, entretanto a maior agregação promovida pelo maior conteúdo de matéria orgânica (GODEFROY; JACQUIN, 1975; ARAÚJO et al., 2004) no horizonte A favorece baixos valores de densidade do solo e elevada porosidade total. Deste modo, os horizontes A apresentam valores de α superiores ao do horizonte E, assim como os maiores conteúdos de água nos pontos de saturação e de água residual (Figura 6 e Tabela 3). No perfil 4, observamos o menor teor de matéria orgânica entre os horizontes A da topossequência devido ao menor teor de argila, responsável pela proteção física e estabilidade da matéria orgânica do solo. O elevado teor de areia presente nos horizontes A e E (Tabela 2) contribui para maior macroporosidade (Tabela 4), assim a curva de retenção apresenta maior inclinação e elevados valores de n (DEXTER; CZYZ, 2007) (Figura 6 e Tabela 3), que expressa a curvatura da curva de retenção e uma distribuição de poros mais homogênea (Tabela 3) (VAN GENUCHTEN; NIELSEN, 1985).

A estrutura em blocos subangulares/angular e o incremento de argila nos horizontes B promove o aumento da densidade do solo e diminuição da porosidade total. Assim, menor quantidade de água é retida nas tensões mais baixas, entretanto o aumento do teor de argila favorece a formação de microporos (Tabela 3) e maior retenção de água nas tensões próximas a 1500 kPa (HORN et al., 1995) quando comparados aos horizontes A e E (Figura 6 e Tabela 3). Nos horizontes B a textura passa a desempenhar um papel mais importante na retenção de água do que a densidade do solo e o espaço poroso (estrutura) (REICHARDT; TIMM, 2004). As curvas de retenção desses horizontes são mais suaves com baixos valores de n e apresentam maior capacidade de armazenamento de água (COOPER et al., 2012), enfatizando a importância desses horizontes para a manutenção da floresta.

O horizonte B do perfil 5 apresentou curva de retenção de água diferente aos demais horizontes B pois possui elevado teor de argila (Tabela 2) e estrutura em blocos angulares, além de apresentar características vérticas, onde as argilas expansivas também contribuem para a maior retenção de água.

Figura 6 - Curvas de retenção de água do solo (base gravimétrica) com ajuste (a) Perfis 1, 2 e 3 e (b) perfis 3 e 4 (com desvio padrão)

Tabela 3 - Parâmetros de ajuste das curvas de retenção de água do solo (base gravimétrica e volumétrica) para o modelo van Genuchten (α , θ_r , θ_s e n)

Horizonte (m)	α kPa ⁻¹	θ_r	θ_s g.g ⁻¹	n	R^2	α kPa ⁻¹	θ_r	θ_s cm ³ .cm ⁻³	n	R^2
Perfil 1 - Argissolo Vermelho - Amarelo Distrófico arênico										
A (0,00 – 0,10)	0,45	0,07	0,41	1,59	0,96	0,23	0,13	0,50	2,29	0,97
E (0,29 – 0,64)	0,43	0,00	0,22	1,39	0,98	0,37	0,00	0,34	1,37	0,99
Bt (0,78 – 1,23+)	0,92	0,07	0,32	1,32	0,99	0,60	0,18	0,44	1,64	0,99
Perfil 2 - Argissolo Vermelho - Amarelo Eutrófico abrupto arênico										
A (0,00 – 0,07)	0,92	0,02	0,38	1,35	0,93	0,63	0,08	0,50	1,60	0,98
E (0,29 – 0,61)	0,67	0,00	0,22	1,33	0,95	0,34	0,02	0,33	1,65	1,00
Bt (0,98 – 1,35+)	0,94	0,04	0,25	1,23	0,99	0,06	0,17	0,38	1,52	0,99
Perfil 3 - Argissolo Vermelho - Amarelo Eutrófico abrupto										
A (0,00 - 0,13)	0,28	0,08	0,34	3,71	0,97	0,17	0,12	0,46	4,08	0,98
E (0,34 - 0,95)	0,29	0,00	0,21	1,80	0,99	0,30	0,03	0,33	2,04	1,00
Bt (0,95 - 1,35+)	0,81	0,00	0,26	1,12	0,99	0,39	0,27	0,42	1,69	0,97
Perfil 4 - Argissolo Vermelho - Amarelo Eutrófico abrupto espessarênico										
A (0,00 - 0,13)	0,21	0,10	0,44	4,22	0,97	0,17	0,14	0,51	4,60	0,99
E (0,40 - 1,40)	0,25	0,02	0,19	2,54	0,99	0,18	0,03	0,30	2,66	0,99
Btg (1,86 - 2,50+)	0,45	0,00	0,19	1,18	0,98	0,75	0,09	0,33	1,24	0,98
Perfil 5 - Gleissolo Háptico Ta eutrófico vértico										
A (0,00 - 0,22)	0,31	0,13	0,65	2,09	0,97	0,25	0,15	0,58	2,80	0,98
E (0,53 - 0,86)	0,54	0,00	0,20	1,34	0,99	0,55	0,01	0,33	1,34	0,99
Bg (0,86 - 1,00)	0,53	0,00	0,40	1,10	0,98	0,37	0,34	0,54	1,45	0,99

Nota: θ_s – conteúdo de água na saturação; θ_r – conteúdo de água residual; α e n parâmetros de forma do modelo.

Poros de drenagem classificados como poros estruturais ou micro-fissuras se encontram entre a saturação e o ponto de inflexão enquanto poros texturais (poros entre as partículas minerais do solo) entre o ponto de inflexão e o conteúdo de água residual (DEXTER, 2004). Deste modo, os valores de macroporosidade e microporosidade observados nesse estudo utilizaram a pressão de água no ponto de inflexão como divisor da porosidade do solo (Tabela 4). Esses resultados diferem dos encontrados por Cooper et al. (2012) para a mesma topossequência, pois diferem-se no valor de pressão de água de 5 kPa adotado para o cálculo da macroporosidade.

Tabela 4 - Parâmetros das curvas de retenção de água do solo (base volumétrica) (θ_i e Ψ_i), macroporosidade, microporosidade e porosidade total

Horizonte	θ_i	Ψ_i	Macro	Micro	PT
m	cm ³ .cm ⁻³	kPa		m ³ .m ⁻³	
Perfil 1 – Argissolo Vermelho - Amarelo Distrófico arênico					
A (0,00 - 0,10)	0,34	5,27	0,30	0,23	0,53
E (0,29 - 0,64)	0,22	6,24	0,29	0,13	0,42
Bt (0,78 - 1,23+)	0,34	2,96	0,21	0,26	0,47
Perfil 2 - Argissolo Vermelho - Amarelo Eutrófico abrupto arênico					
A (0,00 - 0,07)	0,34	2,94	0,34	0,13	0,47
E (0,29 - 0,61)	0,21	5,94	0,28	0,15	0,43
Bt (0,98 - 1,35+)	0,30	3,39	0,19	0,23	0,42
Perfil 3 - Argissolo Vermelho - Amarelo Eutrófico abrupto					
A (0,00 - 0,13)	0,30	6,15	0,36	0,08	0,44
E (0,34 - 0,95)	0,20	6,15	0,30	0,13	0,43
Bt (0,95 - 1,35+)	0,36	4,34	0,13	0,32	0,45
Perfil 4 - Argissolo Vermelho - Amarelo Eutrófico abrupto espessarênico					
A (0,00 - 0,13)	0,33	6,20	0,32	0,24	0,56
E (0,40 - 1,40)	0,18	6,50	0,29	0,12	0,41
Btg (1,86 - 2,50+)	0,26	8,11	0,21	0,13	0,34
Perfil 5 - Gleissolo Háptico Ta eutrófico vértico					
A (0,00 - 0,22)	0,39	4,61	0,29	0,36	0,65
E (0,53 - 0,86)	0,22	5,08	0,30	0,07	0,37
Bg (0,86 - 1,00)	0,46	5,13	0,17	0,29	0,46

Nota: θ_i - conteúdo de água no ponto de inflexão da curva de retenção; Ψ_i - tensão correspondente ao ponto de inflexão; macro - macroporosidade; micro - microporosidade e PT - porosidade total.

2.2.2.3 Índices de qualidade física do solo

2.2.2.3.1 Índice S

Os valores de S encontrados nos solos são maiores para os horizontes A e E e menores para os horizontes B, não apresentando diferença estatística entre os horizontes A e E (Tabela 5). Observamos que a variabilidade dos dados no horizonte A é decorrente dos diferentes teores de matéria orgânica (Tabela 2) gerando altos valores de desvio padrão.

Os altos valores do índice S obtidos a partir das curvas de retenção de água do solo (Tabela 5) refletem qualidade estrutural muito boa, superiores aos valores sugeridos pelo limite crítico, $S > 0,035$ (Tabela 5). Estudos utilizando esse indicador de qualidade física também encontraram valores superiores ao nível crítico sugerido pelo autor (FIDALSKI; TORMENA, 2007; ANDRADE; STONE, 2009; CARVALHO FILHO et al., 2009; PEREIRA et al., 2011; VARANDAS, 2011), o que demonstra a dificuldade de adequar os valores de S à escala sugerida para solos tropicais e a necessidade de se verificar o limite crítico, pois esse foi escolhido arbitrariamente para solos da Polônia e da Inglaterra (DEXTER, 2004).

Tabela 5 - Valores médios e desvio padrão do índice S dos horizontes dos solos estudados

Horizonte	Valor de S	
A	$0,19 \pm 0,10$	a
E	$0,06 \pm 0,02$	a
B	$0,03 \pm 0,01$	b

Nota: médias seguidas da mesma letra minúscula na coluna não diferente entre si quanto aos horizontes ($p > 0,05$).

Os maiores valores de S estão associados aos valores mais baixos de densidade do solo e maior teor de matéria orgânica (horizonte A) (Figura 7 e Tabela 5) que garantem a manutenção da porosidade e estrutura. A distribuição de poros mais heterogênea possui uma curva de retenção com porosidade bem distribuída, o indica melhor qualidade física e funcionamento hídrico (DEXTER, 1988). Os horizontes B apresentaram os menores valores de S , pois seu valor diminuiu com o aumento da densidade do solo (Figura 7 e Tabela 5). Com o aumento da densidade do solo a curva de retenção de água sofre mudança na forma pela redução de macroporos em relação aos microporos (Tabela 4), favorecendo a diminuição da inclinação da curva de retenção de água e, conseqüentemente, o valor de S (Figura 7). A relação inversa entre a diminuição do índice S e o aumento da densidade do solo foi verificada por Dexter (2004) em solos da Espanha, onde houve decréscimo linear do valor de S em função do aumento da densidade do solo.

Figura 7 - Relação dos valores médios do índice S com a densidade do solo de todos os horizontes dos perfis estudados

Nota: D_s – densidade do solo

Solos que sofreram algum tipo de degradação apresentam uma modificação na curva de retenção de água, diminuição do conteúdo de água na saturação, assim como diminuição na inclinação da curva de retenção de água e do valor de S (DEXTER, 2004). Entretanto Cunha et al. (2011) encontraram valores de S abaixo do limite crítico (0,035) e com qualidade muito pobre (abaixo de 0,002) para Latossolo Vermelho Distroférico de Goiás em semeadura direta e convencional de feijão, sem que houvesse diminuição da densidade a valores críticos.

O índice S expressa os efeitos do manejo na estrutura do solo, e, assim, os efeitos na qualidade física do solo, entretanto estudos em diferentes solos e sistemas de manejo são necessários para validar esse índice. Avaliações nas modificações no solo decorrentes do cultivo devem ser realizadas submetendo um solo sob vegetação natural às explorações agrícolas desejadas e analisando suas propriedades periodicamente (REYNOLDS et al., 2002; DEXTER, 2004), entretanto dificilmente encontram-se essa condição experimental. Deste modo, estudos utilizando solos com características similares sob mata e solos cultivados são uma alternativa (ARAÚJO et al., 2004) para avaliar e validar esse índice.

A variabilidade de valores do índice S em diferentes solos com diferentes usos agrícolas ou área natural coloca em discussão o uso desse índice como indicador de qualidade física. Seu uso se torna válido somente em um mesmo pedossistema, onde os

solos são submetidos a diferentes usos ou manejos agrícolas para avaliar a mudança na macroporosidade (JONG VAN LIER, 2013).

2.2.2.3.2 Capacidade de aeração relativa (ACt/Pt) e Capacidade de campo relativa (CC/Pt)

Valores de pressão de água para a determinação da capacidade de campo é objeto de discussão entre os cientistas do solo, tanto para solos de clima tropical e temperado, mas ainda não há um consenso dos valores a serem utilizados (PERRET et al., 1999; REYNOLDS et al., 2002). Comumente utiliza-se os valores de 6 a 10 kPa de tensão para o cálculo da capacidade de campo (REICHARDT; SOUZA, 1996; REICHARDT, 1988), entretanto esses valores podem variar de acordo com as características morfológicas dos solos, métodos de análise e com as relações entre solo-planta-atmosfera (REICHARDT, 1996; JONG VAN LIER, 2000).

Considerando o conteúdo máximo de água retido pelo solo após a drenagem como a capacidade de campo (VEIHMAYER; HENDRICKSON, 1949), o uso do conteúdo de água no ponto de inflexão da curva de retenção de água pode ser um indicador da capacidade de campo, pois distingue poros de estruturais (poros de drenagem) dos poros texturais (entre as partículas do solo) (DEXTER, 2004). Ferreira e Marcos (1983) obtiveram resultados significativos de correlação da capacidade de campo obtida pela tensão no ponto de inflexão da curva de retenção com o conteúdo de água *in situ* e em 6 kPa.

Os valores de ACt/Pt variaram entre os horizontes e nas três tensões de água (5 kPa, Ψ_i e 10 kPa), com valores superiores e inferiores ao limite ideal proposto de 0,34 (Tabela 6). Os horizontes A e E não apresentaram diferenças significativas nas tensões 5 e 10 kPa, entretanto os valores de ACt/Pt foram semelhantes na tensão Ψ_i (Tabela 6).

Nas tensões 5 e Ψ_i kPa, os valores de ACt/Pt não tiveram diferenças significativa entre os horizontes E e B, entretanto esses diferem em 10 kPa, indicando que esse intervalo é mais indicado para o cálculo do índice ACt/Pt do que na tensão de 10 kPa. Nos horizontes A observamos diferenças entre as tensões 5 e Ψ_i kPa e semelhança entre Ψ_i e 10 kPa, sendo esse intervalo mais adequado para o cálculo de ACt/Pt (Tabela 6). A adoção de uma única tensão para todos os horizontes não é aconselhada devido às diferenças morfológicas e texturais dos horizontes que influem diretamente na capacidade de campo dos solos.

Tabela 6 - Valores médios e desvio padrão de ACt/Pt e CC/Pt dos horizontes dos solos estudados

Horizontes	ACt/Pt					
	5 kPa		Ψ_i		10 kPa	
A	0,31 $\pm$ 0,11	aA*	0,54 $\pm$ 0,06	bA	0,60 $\pm$ 0,06	bA
E	0,25 $\pm$ 0,04	aA*	0,59 $\pm$ 0,11	aB	0,42 $\pm$ 0,04	bA
B	0,19 $\pm$ 0,07	aB	0,25 $\pm$ 0,06	aA	0,36 $\pm$ 0,14	b*B
Horizontes	CC/Pt					
	5 kPa		Ψ_i		10 kPa	
A	0,69 $\pm$ 0,12	aA	0,74 $\pm$ 0,08	aA	0,40 $\pm$ 0,04	b*A
E	0,54 $\pm$ 0,06	aB	0,46 $\pm$ 0,03	bB	0,38 $\pm$ 0,07	cB
B	0,84 $\pm$ 0,17	aC	0,83 $\pm$ 0,24	bC	0,73 $\pm$ 0,17	cC

Nota: médias seguidas da mesma letra minúscula na linha não diferente entre si quanto à tensão e médias seguidas da mesma letra maiúscula na coluna não diferem entre si quanto aos horizontes ($p > 0,05$). * corresponde à significância com 0,10 de probabilidade.

As diferenças morfológicas apresentadas entre os horizontes resultaram em valores do índice de capacidade de campo relativa (CC/Pt) distintos para as três tensões de água (5 kPa, Ψ_i e 10 kPa) (Tabela 6). Considerando a capacidade de campo em 10 kPa (REYNOLDS et al., 2002) nenhum horizonte apresentou valores dentro do limite ideal proposto ($0,6 \leq \text{CC/Pt} \leq 0,7$) (Tabela 6). Os valores de capacidade de campo relativa em 5 kPa e Ψ_i se aproximam do limite ideal proposto para os horizontes A, enquanto são inferiores para os horizontes E e superiores para o horizonte B (Tabela 6). Deste modo, fica evidente que o limite proposto de CC/Pt não se enquadra para todos os horizontes.

Considerando que a avaliação da capacidade de campo relativa (CC/Pt) considera somente o horizonte superficial do solo (REYNOLDS et al., 2002, 2009) o limite ideal proposto pode ser adotado para a capacidade de campo em 5 kPa e Ψ_i (sem diferença significativa) (Tabela 6) nos horizontes A mas o mesmo não se aplica para 10 kPa. Também foi observada diferenças significativas entre os valores de capacidade de campo relativa dos horizontes E e B para 5 kPa, Ψ_i e 10 kPa, ratificando a importância de se adotar uma capacidade de campo mais criteriosa para o cálculo desses índices de qualidade do solo.

2.3 Conclusões

O índice S tem sido utilizado como indicador comparativo de degradação ou recuperação da qualidade física do solo, deste modo, os solos sob vegetação natural da parcela permanente da Estação Ecológica de Caetetus podem representar valores de referência para solos com características semelhantes que sofrem alguma atividade ou influência antrópica.

Os valores de S observados foram superiores ao limite crítico proposto (0,035) para todos os horizontes. O adensamento natural presente nos horizontes B observados pelos elevados valores de densidade do solo, não resultaram em valores de S abaixo do nível crítico. Deste modo, o limite crítico de S que distingue solos com qualidade ruim e boa deve ser melhor estudado para solos tropicais, tanto em ecossistemas naturais como em áreas agrícolas.

A avaliação dos índices ACt/Pt e CC/Pt deve compreender estudos aprofundados em solos tropicais para o estabelecimento de valores referência que possam ser utilizados na comparação da qualidade do solo em diferentes usos. O estabelecimento da capacidade de campo para o cálculo desses índices deve ser mais criterioso, pois os valores influenciam diretamente nos resultados.

A quantificação e avaliação da qualidade do solo requerem várias combinações de práticas de manejo em diferentes regiões agrícolas e naturais com o uso de diversos indicadores de qualidade do solo considerando também longos períodos de monitoramento. Geralmente, os valores de referência encontrados na literatura consideram somente alguns tipos de solos sob curtos períodos de monitoramento.

Modelos determinísticos utilizados na ciência do solo facilitam o entendimento das interações e processos que regem a dinâmica do solo, entretanto simplificam a compreensão do sistema solo-planta-atmosfera. A qualidade do solo como resultado de processos nesse sistema depende de uma abordagem mais sistêmica do solo, onde identificar como obter a qualidade do solo se torna uma questão fundamental.

Referências

ALMEIDA, F.F.M.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO M.S. de; BISTRICHI, C.A. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, Divisão de Minas e Geologia Aplicada, 1981. 94 p.

ANDRADE, R.S.; STONE, L.F. Índice S como indicador da qualidade física de solos do cerrado brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 12, p. 382-388, 2009.

ARAÚJO, M.A.; TORMENA, C.A.; SILVA, A.P. Propriedades físicas de um Latossolo vermelho distrófico cultivado e sob mata atlântica. **Revista Brasileira de Ciência dos Solos**, Viçosa, v. 28, p. 337-345, 2004.

BOULET, R.; BRUGIÈRE, J.M.; HUMBEL, F.X. Relations entre organization des sols et dynamique de l'eau en Guyane Française Septentrionale. **Sciences du Sol**, Versailles, v. 1, p. 3-18, 1979.

BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F.X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pédologie: I – Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquence et leurs principaux apports à la connaissance des sols. **Cahiers: Orstom Serie Pédologie**, Marseille, v. 19, n. 4, p. 341-351, 1982.

CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J.A.; RAIJ, B. van. Determinação da matéria orgânica. In: RAIJ, B. van; ANDRADE, J. C. de; CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J. A. **Análise química para a avaliação da fertilidade de solos tropicais**. Campinas: IAC, 2001. cap. 9, p. 173-180.

CARVALHO FILHO, A.; CARVALHO, L. C. C.; CENTURION, J. F.; BEUTLER, A. N.; CORTEZ, J. W.; RIBON, A. A. Qualidade física de um Latossolo vermelho fértil sob sistemas de uso e manejo. **Bioscience Journal**, Uberlândia, v. 25, n. 6, p. 43-51, 2009.

CASTRO, S.S. **Sistema de Transformação Pedológica em Marília, SP: B latossólico em B textural**. 1989. 274 p. Tese (Doutorado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, São Paulo, 1989.

COOPER, M.; DALLA ROSA, J.; MEDEIROS, J.C.; OLIVEIRA, T.C.; TOMA, R.S.; JUHÁSZ, C.E.P. Hydro-physical characterization of soils under tropical semi-deciduous forest. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 69, p. 152-159, 2012.

CUNHA, J.E.; CASTRO, S.S.; SALOMÃO, F.X.T. Comportamento erosivo de um sistema pedológico em Umuarama, Noroeste do Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n. 4, p. 943-952, 1999.

CUNHA, P.C.R.; SILVEIRA, P.M da; XIMENES, P.A.; SOUSA, R.F.; ALVES, J.Jr.; NASCIMENTO, J.L.do. Fontes, formas de aplicação e doses de nitrogênio em feijoeiro irrigado sob plantio direto. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, Goiânia, v. 41, n.1, p. 80-86, 2011.

DANE, J.H.; HOPMANS, J.W. Pressure plate extractor. In: DANE, J.H.; TOPP, C. **Methods of soil analysis**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. pt. 4: Physical methods, v. 4, p. 688-690. (SSSA Book Series, 5).

DEXTER, A.R. Advances in characterization of soil structure. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 11, p. 199-238, 1988.

_____. Soil physical quality. Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. **Geoderma**, Amsterdam, v. 120, p. 201-214, 2004.

DEXTER, A.R.; BIRD, N.R.A. Methods for predicting the optimum and the range of water contents for tillage based on the water retention curve. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 57, p. 203-217, 2001.

DEXTER, A.R.; CZYZ, E.A. Application of S-theory in the study of soil physical degradation and its consequences. **Land Degradation & Development**, New York, v. 18, p. 369-381, 2007.

DEXTER, A.R.; RICHARD, G. Tillage of soils in relation to their bi-modal pore size distributions. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 103, p. 113-118, 2009.

DEXTER, A.R.; CZYZ, E.A.; BIRKA'S, M.; DIAZ-PEREIRA, E.; DUMITRU, E.; ENACHE, R.; FLEIGE, H.; HORN, R.; RAJKAI, K.; DE LA ROSA, D.; SIMOTA, C.; DEXTER, A.R. SIDASS project part 3: the optimum and the range of water content for tillage - further developments. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 82, p. 29-37, 2005.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1997. 212p.

_____. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306 p.

ESTADOS UNIDOS. Department of Agriculture. Soil Survey Division. Soil Conservation Service. Soil Survey Staff. **Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soils surveys**. 2nd ed. Washington, 1999. 869 p.

EWING, S.; SINGER, M.J. Soil quality. In: HUNAG, P.M.; Li, Y.; SUMNER, M.E. **Handbook of soil science: resources, management and environment impacts**. Boca Raton: Taylor & Francis Group, 2012. p. 1-26.

FERREIRA, M.M.; MARCOS, Z.Z. Estimativa da capacidade de campo de Latossolo Roxo distrófico e Regossolo através do ponto de inflexão da curva característica de umidade. **Ciência e Prática**, Bebedouro, v. 7, p. 96-101, 1983.

FIDALSKI, J.; TORMENA, C.A. Homogeneidade da qualidade física do solo nas entrelinhas de um pomar de laranjeira com sistemas de manejo da vegetação na entrelinha. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 4, p. 637-645, 2007.

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

GIL-SOTRES, F.; TRASAR-CEPEDA, C.; LEIROS, M.C.; SEOANE, S. Different approaches to evaluating soil quality using biochemical properties. **Soil Biology & Biochemistry**, Amsterdam, v. 37, p. 877-887, 2005.

GODEFROY, J.; JACQUIN, F. Relation entre la stabilité structurale des sols cultivés et apport organiques en conditions tropicales; comparaison avec les sols forestiers. **Fruits**, Paris, v. 30, p. 595-612, 1975.

HARRIS, R.F.; CHESTER, G.; ALLEN, O.N. Dynamics of soil aggregation. **Advances in Agronomy**, Amsterdã, v. 18, p. 107-169, 1966.

HARTMANN, R.; DE BOODT, M. The influence of the moisture content texture and organic matter on the aggregation of sandy and loamy soils, **Geoderma**, Amsterdã, v. 11, p. 53-62, 1974.

HORN, R.; DOMZAL, H.; SLOWINSKA-JURKIEWICZ, A.; van OUWERKERK, C. Soil compaction processes and their effects on the structure of arable soils and the environment. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 35, p. 23-26, 1995.

HUMBEL, F.X. Caractérisation, par des mesures physiques, hydrologiques et de l'enracinement de sols de Guyane Française à dynamique de l'eau superficielle. **Sciences du Sol**, Versailles, v. 2, p. 83-94, 1978.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro, 2012. 271 p.

JONG VAN LIER, Q. Índices da disponibilidade de água para as plantas. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ V., V.H.; SCHAEFER, C.E.G.R. **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. p. 95-106.

_____. Índice "S": um indicador da qualidade física do solo? **Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 1, n. 1, p. 24-27, 2013.

KARLEN, D.L.; MAUSBACH, M.J.; DORAN, J.W.; CLINE, R.G.; HARRIS, R.F.; SCHUMAN, G.E. Soil quality: A concept, definition, and framework for evaluation (A guest editorial). **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, p. 4-10, 1997.

KÖPPEN, W. **Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra**. México: Fondo de Cultura Económica, 1948. 478 p.

LAL, R. Global soil erosion by water and carbon dynamics. In: LAL, R.; KIMBLE J., LEVINE, E.; STEWART B. A. **Soils and global change**. Boca Raton: CRC; Lewis Publ., 1995. p. 131-142.

LARSON, W.E.; PIERCE, F.J. Conservation and enhancement of soil quality. In: DUMANSKY, J.; PUSHPARAJAH, E.; LATHAM, M.; MYERS, R.J.L. **Evaluation for sustainable land management in the developing world**. Bangkok: International Board for Soil Research and Management, 1991. p. 175-203.

LEMOS, R.C.; SANTOS, R.D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 4. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2002. 83 p.

MAFRA, A.L.Q.; SILVA, E.F.; COOPER, M.; DEMATTÊ, J.L.I. Pedogênese de uma sequência de solos desenvolvidos de arenito na região de Piracicaba, SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 2, p. 355-369, 2001.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, New York, v. 12, p. 513-522, 1976.

NAKASHIMA, P. **Sistema Pedológico da Região Noroeste do Estado do Paraná: distribuição e subsídios para o controle da erosão**. 2000. 250 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

OLNESS, A.; CLAPP, C.E.; LIU, R.; PALAZZO, A.J. Biosolids and their effects on soil properties. In: WALLACE, A.; TERRY, R.E. **Handbook of soil conditioners**. New York: Marcel Dekker, 1998. p. 141–165.

PELLERIN, J.; QUEIROZ NETO, J.P. Morfogênese e pedogênese no Córrego da Invernada (Marília, SP). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA de ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 3., 1992, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: ADEQUA; UFMG, 1992. p. 111-122.

PEREIRA, F.S.; ANDRIOLI, I.; PEREIRA, F.S.; OLIVEIRA, P.R.; C.J.F.; FALQUETO, R.J.; MARTINS, A.L.S. Qualidade física de um Latossolo Vermelho submetido a sistemas de manejo avaliado pelo índice S. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, p. 87-95, 2011.

PERRET, J.; PRASHER, S.O.; KANTZAS, A.; LANGFORD, C. Three-dimensional quantification of macropore networks in undisturbed soil cores. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 63, p. 1530-1543, 1999.

PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M.de, PRANDINI, F.L. **Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, Divisão de Minas e Geologia Aplicada, 1981. v. 1. Escala 1:1.000.000.

QUEIROZ NETO, J.P., FERNANDES BARROS, O.N.; MANFREDINI, S. Comportamento hídrico dos solos e erosão no Plateau de Marília (SP). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROSÃO, 1995, Bauru. **Anais...** São Paulo: ABGE; IPT, 1995. p. 169-173.

R DEVELOPMENT CORE TEAM. **R: A language and environment for statistical computing**. Viena. Disponível em: <<http://www.R-project.org>>. Acesso em: 15 dez. 2011.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 12, n. 3, p. 211-216, 1988.

_____. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. Piracicaba: ESALQ, 1996. 505 p.

REICHARDT, K.; SOUZA, D. L. **Estimativa da capacidade de campo**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 20, p. 183-189, 1996.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. São Paulo: Manole, 2004. 478 p.

REYNOLDS, W.D.; BOWMAN, B.T.; DRURY, C.F.; TAN, C.S.; LU, X. Indicators of good soil physical quality: density and storage parameters. **Geoderma**, Amsterdam, v. 110, p. 131-146, 2002.

REYNOLDS, W.D.; DRURY, C.F.; TAN, C.S.; FOX, C.A.; YANG, X.M. Use of indicators and pore volume-function characteristics to quantify soil physical quality. **Geoderma**, Amsterdam, v. 152, p. 252-263, 2009.

SOJKA, R.E.; UPCHURCH, D.R. Reservations regarding the soil quality concept. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 63, p. 1039-1054, 1999.

TABANEZ, M.F.; DURIGAN, G.; KEUROGHLIAN, A.; BARBOSA, A.F.; FREITAS, C.A. de; SILVA, C.E.F. da; SILVA, D.A. da; EATON, D.P.; BRISOLLA, G.; FARIA, H.H. de; MATTOS, I.F.A.; LOBO, M.T.; BARBOSA, M.R.; ROSSI, M.; SOUZA, M.G.; MACHADO, R.B.; PFEIFER, R.M.; RAMOS, V.S.; ANDRADE, W.J.; CONTIERI, W.A. **Plano de manejo da estação ecológica dos Caetetus**. São Paulo: Instituto Florestal, 2005. 105 p. (Série Registros).

TOPP, G.C.; ZEBCHUK, W. The determination of soil-water desorption curves for soil cores. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 59, p. 19-26, 1979.

TORMENA, C.A.; SILVA, A.P.; IMHOFF, S.D.C.; DEXTER, A.R. Quantification of the soil physical quality of a tropical oxisol using the S index. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 65, p. 56-60, 2008.

VAN GENUCHTEN, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**. Madison, v. 44, p. 892-898, 1980.

VAN GENUCHTEN, M.T.; NIELSEN, D.R. On describing and predicting the properties of unsaturated soils. **Annales Geophysicae**, Munich, v. 3, p. 615-628, 1985.

VAN GENUCHTEN, M.T.; LEIJ, F.J.; YATES, S.R. **The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils**. Riverside: U. S. Salinity Laboratory, 1991. 85 p.

VARANDAS, J.M.M. **Avaliação da qualidade física do solo em uma escala de microbacia**. 2012. 88 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2012.

VEIHMEYER, F.J.; HENDRICKSON, A.H. Methods of measuring field capacity and permanent wilting percentage of soils. **Soil Science**, Baltimore, v. 68, n. 2, p. 75-94, 1949.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F.; CASTRO S.S.; COOPER, M. Pedogênese em uma seqüência Latossolo-Podzólico na borda de um platô na Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p. 357-369, 1999.

VOMOCIL, J.A. Porosity. In: BLACK, C. A. **Methods of soil analysis:** physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Madison: American Society of Agronomy, 1965. p. 499-520.

WOLFF, E. Entwurf zur bodenanalyse. **Ztschr. Analyt. Chem, Landw**, v. 3, p. 83-115, 1864.

3 CARACTERIZAÇÃO E PREDIÇÃO DE PARÂMETROS DO ESPECTRO MULTIFRACTAL DE SOLOS SOB FLORESTA ESTACIONAL SEMIDECIDUAL

Clouds are not spheres, mountains are not cones, coastlines are not circles, and bark is not smooth, nor does lightning travel in a straight line.

Mandelbrot, 1982

Resumo

A morfologia matemática permite a quantificação do arranjo espacial de partículas e poros do solo a partir de lâminas delgadas possibilitando a classificação da estrutura do solo por meio do tamanho, forma e conectividade dos poros. Entretanto a seleção e a interpretação dos parâmetros morfológicos que melhor caracterizam a estrutura do solo ainda é objeto de estudo. Nesse contexto a aplicação da análise multifractal é utilizada como ferramenta para caracterizar a estrutura e porosidade do solo. Essa análise considera as variações internas de um sistema complexo incluindo a variação de densidade nas suas medidas, resultando em um gráfico conhecido como espectro multifractal. O presente estudo teve como objetivo caracterizar o sistema poroso dos solos de uma parcela permanente localizada na Estação Ecológica Caetetus, (Gália – SP, Brasil) utilizando a análise multifractal e correlacionar os parâmetros do espectro multifractal com os atributos do solo (granulometria, matéria orgânica, ponto de inflexão da curva de retenção de água e entropia da distribuição de poros). Para a análise multifractal do espaço poroso do solo foram utilizadas imagens de amostras indeformadas do solo e o programa *Multifractal Analysis System – MASS* versão 3.0. Os espectros multifractais apresentaram diferentes formas e simetrias entre os horizontes analisados, com diferença significativa entre os parâmetros de forma $f(\alpha)_{\text{razão}}$, $\alpha_{\text{razão}}$ e $\Delta\alpha$ ($p < 0,05$) indicando diferenças na distribuição de poros. Entretanto, os valores de D_0 , D_1 e D_2 foram diferentes somente para os horizontes B ($p < 0,05$). A partir da correlação dos parâmetros de forma do espectro multifractal com os atributos do solo pelo Modelo Linear Generalizado (MLG) foi possível prever os parâmetros de forma do espectro multifractal, possibilitando sua construção. Os horizontes A, E e B apresentaram espectros multifractais diferentes, tanto na simetria do espectro quanto na sua largura. Deste modo, a análise multifractal é uma ferramenta que permite a identificação da porosidade do solo, assim como a entropia do sistema poroso.

Palavras-chave: Análise de imagem; Análise multifractal; Porosidade do solo

Abstract

Mathematical morphology allows quantifying spacial arrangements of soil material and pores from thin section where size, shape and connectivity of pores is used to classify soils structure. However, the selection and interpretation of the morphological parameters that best characterize soil structure is still a subject of research. In this context, the application of multifractal analysis is used as a tool to

characterize soil porosity and structure. This technique considers the inner variations of a complex system including density variations in the measures, resulting in a graph well known as multifractal spectra. The objective of this research was to characterize the soil pore system of a permanent plot in the Caetetus Ecological Station, Gália, SP using multifractal analysis and correlate multifractal parameters with soil attributes such as particle size distribution, organic matter content, inflection point of water retention curve and entropy of soil pore size distribution. The multifractal analyses of pore system were made with soil images from impregnated undisturbed samples and the *Multifractal Analysis System – MASS* version 3.0. The soil horizons showed different shapes and symmetries by multifractal analysis indicating differences of pores distribution, the parameters of multifractal shape $f(\alpha)_{\text{ratio}}$, α_{ratio} and $\Delta\alpha$ ($p < 0,05$) showed significant differences. However, values of D_0 , D_1 and D_2 were different only for the B horizons ($p < 0,05$). The correlation between multifractal parameters and particle size distribution, organic matter content, inflection point of water retention curve and entropy of soil pore size distribution permitted the prediction of the multifractal parameters using Generalized Linear Model.

Keywords: Image analysis; Multifractal analysis; Soil porosity

3.1 Introdução

A morfologia matemática permite a quantificação do arranjo espacial de partículas e poros do solo a partir da análise de imagens obtidas de blocos polidos ou lâminas delgadas de amostras indeformadas. Essa parametrização fornece suporte aos cientistas do solo para classificar a estrutura do solo por meio do tamanho, forma e conectividade dos poros (RINGROSE-VOASE, 1987; HORGAN, 1998; HOLDEN, 2001) e podem ser relacionadas com processos do solo, como atividade biológica e fluxo de água no solo (BOUMA et al., 1977; RINGROSE-VOASE, 1987; PAGLIAI; NOBILI, 1993). Entretanto a seleção e a interpretação dos parâmetros morfológicos que melhor caracterizam a estrutura do solo ainda é objeto de estudo (DROOGERS et al., 1998; HOLDEN, 2001).

Métodos estatísticos de caracterização do arranjo de partículas e poros do solo a partir de imagens são mais propícios para a modelagem da estrutura e de processos do solo (DEXTER, 1976; HORGAN, 1999; VOGEL; ROTH, 2001). Entre os métodos mais utilizados, a análise fractal tem sido aplicada para caracterizar a estrutura do solo, sendo uma alternativa à geometria convencional (PACHEPSKY et al., 1996; GIMENEZ et al., 1997).

As propriedades geométricas dos componentes do solo (partículas elementares, agregados, unidades estruturais, poros, etc.) têm fundamental importância na

compreensão dos processos de formação e os efeitos do manejo do solo. Entretanto, na aplicação de modelos físicos na ciência do solo, formas não geométricas são convertidas em geométricas para determinação de medidas indiretas e diretas dos atributos do solo que geram erros nos resultados. Partículas são consideradas como esferas na aplicação da Lei de Stokes na análise granulométrica do solo; poros são considerados cilindros para o cálculo de seu raio; agregados são computados como esferas quando seu diâmetro é calculado a partir da análise de seleção por peneiramento, etc. (PACHEPSKY et al., 2000).

Nesse contexto, a geometria fractal é um ramo da matemática que tenta medir tamanho dos objetos para os quais a geometria clássica euclidiana falha. Um fractal é uma forma geométrica de aspecto irregular, fragmentado, que pode ser dividido infinitamente em partes similares, que são réplicas reduzidas do todo (MANDELBROT, 1982). A aplicação dessa nova abordagem da geometria na ciência do solo é conhecida desde James (1936), entretanto foi na década de 80 que se iniciaram as publicações sobre as vastas possibilidades de aplicação da geometria fractal na ciência do solo e em 1991, Rieu e Sposito (1991), desenvolveram o primeiro fractal específico para as características do solo. O aumento das publicações nos últimos anos estabeleceu o uso da análise fractal como uma nova área de estudo na ciência do solo, e principalmente para avaliação de suas propriedades físicas (PACHEPSKY et al., 2000).

A geometria fractal assume que um objeto tem características similares sob diferentes resoluções e devido a essa auto-similaridade ou auto-semelhança, a medida dessas características é dependente da resolução. A dependência de suas medidas geométricas em função da resolução tem a forma de uma lei de potência com o expoente sendo função da dimensão fractal (Equação 1). A dimensão fractal caracteriza as propriedades médias de um conjunto e não fornece informações sobre desvios do comportamento de uma lei de potência (POSADAS et al., 2003). Assim, áreas com diferentes padrões possuem a mesma dimensão fractal (MANDELBROT, 1982; VOSS, 1988). No entanto, tornou-se evidente que o conhecimento sobre a dimensão fractal ainda é insuficiente para a caracterização da geometria de sistemas complexos (LOEHLE; LI, 1996).

A análise multifractal considera as variações internas de um sistema incluindo a variação de densidade da característica em análise (CHHABRA et al., 1989; CHHABRA; JENSEN, 1989), considerando, assim, a complexidade da distribuição dos atributos do solo. Em essência, a análise multifractal aplica um fator de distorção a

conjuntos de dados extraídos de padrões para comparar como os dados se comportam em cada distorção. O resultado é um gráfico conhecido como espectro multifractal que ilustra como as distorções afetam os dados e a diversidade de expoentes de escala necessários para caracterizá-lo. Um sistema fractal que não considera as variações internas do sistema gera um espectro que se resume a um único ponto.

A análise multifractal tem sido aplicada em diversos campos da ciência, geologia (PAREDES; ELORZA, 1999), física e química (SATNLEY; MEAKIN, 1988), medicina (LOPES; BETROUNI, 2009), estatística (CHENG, 1999), etc., para estudar arranjos espaciais em diferentes conjuntos de dados. Na ciência do solo, as técnicas multifractais foram aplicadas na caracterização do sistema poroso do solo (CANIEGO et al., 2001, 2003; POSADAS et al., 2003; BIRD et al., 2006; MARTINEZ et al., 2007, 2010); na distribuição das partículas do solo (GROUT et al., 1998; POSADAS et al., 2001; MARTÍN; MONTERO, 2002) e no fluxo preferencial de água no solo (POSADAS et al., 2009).

Apesar do aumento das pesquisas do uso da análise multifractal na ciência do solo, a interpretação do espectro multifractal ainda carece de estudos aprofundados. Alguns parâmetros que avaliam seu comportamento como a simetria; curvatura; D_0 (dimensão fractal); D_1 (dimensão de entropia) e D_2 (dimensão de correlação) são conhecidas e relacionadas à heterogeneidade do sistema poroso (POSADAS et al., 2003). Entretanto, os atributos do solo que influenciam o comportamento multifractal não estão bem estabelecidos. Assim, o objetivo desse estudo foi caracterizar o sistema poroso dos solos sob Floresta Estacional Semidecidual Submontana da parcela permanente localizada na Estação Ecológica Caetetus (Gália – SP, Brasil), por meio da análise multifractal de imagens de amostras indeformadas e correlacionar os parâmetros do espectro multifractal com os atributos do solo.

3.1.1 Teoria

A dimensão fractal propõe uma abordagem sistemática para quantificar padrões irregulares que contêm uma estrutura interna repetida em uma determinada escala (MEAKIN, 1991). Para um objeto fractal, o número de características de um determinado tamanho ε , $N(\varepsilon)$ varia:

$$N(\epsilon) \sim \epsilon^{-D} \quad [1]$$

Onde N é a medida da característica em estudo e D é a dimensão fractal.

A técnica *Box-counting* é utilizada para obter as propriedades de escala de objetos fractais em duas dimensões (2D). A técnica consiste em sobrepor uma malha de quadrados de tamanho L e contar o número de quadrados que possui, no mínimo, um *pixel* que represente a característica em estudo:

$$D_0 = \lim_{L \rightarrow 0} \left(\frac{\log N(L)}{\log \left(\frac{1}{L} \right)} \right) \quad [2]$$

Onde D_0 é a dimensão fractal.

Essa técnica é amplamente utilizada em programas para analisar padrões complexos fragmentando um conjunto de dados, objetos ou imagens em segmentos menores, chamados de quadrados, em diferentes escalas. Um algoritmo define um plano de varredura da imagem para a aquisição de dados, ou seja, como cada quadrado irá mover-se pela imagem (VOSS, 1988). Entretanto essa técnica não considera as diferentes densidades locais dentro de cada quadrado, assim não possibilita a representação de áreas com altas ou baixas densidades das características analisadas. Os métodos multifractais são adequados para caracterizar arranjos espaciais complexos, pois eles consideram as diferentes densidades dentro de um quadrado considerado por meio da estimativa da probabilidade da determinada densidade:

$$P_i(L) = N_i(L)/N_t \quad [3]$$

Onde $P_i(L)$ é a probabilidade de poros em cada quadrado, $N_i(L)$ é o número de *pixels* que contém poros em cada quadrado da malha e N_t é o total de poros do sistema. Para sistemas heterogêneos e não uniformes a probabilidade em cada quadrado, $P_i(L)$ varia:

$$P_i(L) \sim L^{\alpha_i} \quad [4]$$

Onde α_i é o expoente Lipschitz-Holder ou pontos singulares que caracteriza a escala na i -ésima região (HALSEY et al., 1986). Esse expoente reflete o comportamento local da probabilidade $P_i(L)$ ao redor do centro da imagem de tamanho L .

O número de quadrados $N(\alpha)$ onde a probabilidade P_i possui o expoente α_i (HALSEY et al., 1986; CHHABRA et al., 1989) possui propriedades de escala:

$$N(\alpha) \sim L^{-f(\alpha)} \quad [5]$$

Onde $f(\alpha)$ é a dimensão fractal do conjunto de quadrados com singularidade α . O expoente α pode variar no intervalo $(\alpha - \infty, \alpha + \infty)$ e $f(\alpha)$ é normalmente uma simples função côncava.

3.2 Desenvolvimento

3.2.1 Materiais e Métodos

3.2.1.1 Descrição dos solos e coleta de amostras

Os solos foram descritos e coletados numa parcela permanente preservada de 0,1 km² dentro da Estação Ecológica Caetetus km², onde foi demarcada uma topossequência baseada no Mapa de Solos Ultradetalhado da Parcela Permanente da Estação Ecológica de Caetetus (ver Capítulo 2). Na topossequência foram escolhidos cinco pontos para a abertura dos perfis baseada na técnica da análise estrutural proposta por Boulet et al. (1982). As descrições morfológicas dos solos foram realizadas segundo Lemos e Santos (2002) e os solos classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (EMBRAPA, 2006) e *Soil Taxonomy* (ESTADOS UNIDOS, 1999) (ver capítulo 2).

Em cada perfil foram coletadas amostras deformadas e indeformadas para a realização de análises químicas, físicas e micromorfológicas. Nas amostras deformadas foram realizadas as análises de granulometria e determinação da matéria orgânica e nas amostras indeformadas foram determinadas as curvas de retenção de água no solo, análise de imagens e a análise multifractal de imagens em duas dimensões (2D). A

entropia da distribuição de poros foi calculada a partir das curvas de retenção de água utilizando os parâmetros de ajuste de Kosugi (1996).

3.3.1.2 Análises químicas e físicas

3.3.1.2.1 Determinação da matéria orgânica

A matéria orgânica (MO) foi calculada a partir da determinação do carbono (C) orgânico por oxidação em via úmida em amostras de terra fina seca ao ar (TFSA), com dicromato de potássio, sem aquecimento e quantificação direta dos íons Cr (III) por colorimetria (CANTARELLA et al., 2001). Para cálculo da MO foi utilizado o fator de conversão de Wolff, $MO = C \text{ orgânico} \times 1,724$ (WOLFF, 1864).

3.2.1.2.2 Granulometria, Densidade de partículas, Densidade do solo e Porosidade total

A análise granulométrica foi realizada de acordo com Gee & Or (2002). A fração argila total ($< 0,002 \text{ mm}$) foi determinada pelo método do densímetro, a fração areia total ($2 - 0,05 \text{ mm}$) por tamisamento e silte ($0,05 - 0,002 \text{ mm}$) por diferença. Para a determinação da densidade de partículas (D_p) foi utilizado o método do balão volumétrico e a densidade do solo (D_s) foi calculada utilizando amostras indeformadas em anéis volumétricos do tipo Köpcke (100 cm^3) (EMBRAPA, 1997). A porosidade total (PT) foi calculada a partir da D_p e D_s segundo Vomocil (1965).

3.2.1.2.3 Curva característica de retenção de água do solo

Amostras indeformadas em anéis metálicos do tipo Köpcke (100 cm^3) foram coletadas em triplicata em cada horizonte dos cinco perfis para a obtenção das curvas de retenção de água no solo (base volumétrica).

Após saturação, os anéis foram submetidos às tensões $|\Psi|$ de 1, 3, 5, 8 e 10 kPa em mesa de tensão (TOPP; ZEBCHUK, 1979) e 33, 1000, 500 e 1500 kPa em placas porosas utilizando câmara de Richards (DANE; HOPMANS, 2002). As curvas de retenção de água do solo foram ajustadas pelas equações propostas por van Genuchten

(1980) (Equação 6) e Kosugi (1996) (Equação 7 e 8). Para o ajuste das curvas de retenção de água foi utilizado o programa SWRC fit (SEKI, 2007).

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha |\Psi|)^n]^m} \quad [6]$$

Onde, θ é o conteúdo de água do solo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$); θ_s o conteúdo de água na saturação ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$); θ_r o conteúdo de água residual ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$); $|\Psi|$ o potencial matricial da água no solo (kPa); n e m ($m = 1-1/n$) (MUALEM, 1976) são parâmetros adimensionais de ajuste e α é um parâmetro do expresse em kPa^{-1} . Para o ajuste de Kosugi (1996):

$$Se = Q \left[\frac{\ln \left(\frac{\Psi}{hm} \right)}{\sigma} \right] \quad [7]$$

Onde, Se é a saturação efetiva ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$); Q a função de distribuição cumulativa normal complementar definida por $Q(x) = 1 - \Phi(x)$ (onde $\Phi(x)$ é a forma normalizada da função de distribuição cumulativa normal); hm mediana do potencial matricial (kPa) e σ variância do raio do poro. Para tanto:

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [8]$$

O conteúdo de água no ponto de inflexão da curva de retenção foi calculado pela equação (DEXTER, 2004):

$$\theta_i = (\theta_s - \theta_r) \left[1 + \frac{1}{m} \right]^{-m} + \theta_r \quad [9]$$

Onde, θ_i é o conteúdo de água no ponto de inflexão ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$).

A macroporosidade foi calculada utilizando o conteúdo de água entre a saturação e o ponto de inflexão da curva de retenção, onde os poros drenados são considerados estruturais e sensíveis ao manejo do agrícola (cultivo, colheita e compactação). Entre o

ponto de inflexão e o conteúdo de água residual os poros são texturais (entre as partículas minerais do solo) e não são sensíveis ao manejo agrícola (DEXTER, 2004).

$$\text{Macro} = \frac{\theta_s - \theta_i}{P_T} \quad [10]$$

Onde, P_T é a porosidade total. A microporosidade (Micro) foi calculada pela diferença da porosidade total e a macroporosidade.

3.2.1.3. Entropia da distribuição de tamanho de poros (SH)

A entropia da distribuição de tamanho de poros caracteriza a complexidade ou heterogeneidade da distribuição de poros do sistema poroso do solo, representando, em um único número, toda a distribuição de poros. Valores mínimos de entropia indicam que todos os poros possuem uma única classe de tamanho enquanto valores máximos equivalem a uma distribuição uniforme de tamanho de poros (YOON; GIMÉNEZ, 2012). Para seu cálculo é necessário que a curva de retenção de água possua uma distribuição log-normal, deste modo, o modelo de Kosugi (1996) foi adotado.

$$SH = (\theta_s - \theta_r) \left[\ln r_m + \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \ln(2\pi\sigma^2) \right] - (\theta_s - \theta_r) \ln(\theta_s - \theta_r) \quad [11]$$

Onde SH é o valor da entropia da distribuição de poros e r_m média do raio do poro.

3.2.1.4 Análise de imagens

As imagens foram obtidas a partir de amostras indeformadas impregnadas dos principais horizontes (A, E e B) dos cinco perfis estudados. As amostras indeformadas foram esculpidas utilizando uma faca pedológica e coletadas em caixas de papel cartão com dimensões de 7x12x4 cm. Após secagem em estufa a 40 °C por 20 dias, as amostras foram impregnadas para a confecção de blocos.

No processo de impregnação das amostras foi utilizada uma mistura de resina poliéster (MURPHY, 1986), monômero de estireno (CASTRO et al., 2003), catalisador (RINGROSE-VOASE, 1991) e pigmento fluorescente Tinopal OB (BASF®)

(MURPHY et al., 1977). Sob luz ultravioleta, o pigmento fluorescente proporciona um contraste entre os vazios do solo (espaço poroso) da massa heterogênea (matriz do solo), obtendo resultados semelhantes às imagens adquiridas de lâminas delgadas de solo (MERMUT, 1992) (Figura 1a).

As imagens foram obtidas a partir de uma face polida dos blocos impregnados cortados com uma serra de diamante. O polimento foi realizado utilizando pó abrasivo carbureto de silício (SiC) grosso ($53\text{-}62\text{ }\mu\text{m}$) seguido de fino ($18\text{-}22\text{ }\mu\text{m}$). Foi utilizada uma câmera digital em cores (Sony® modelo DFX-X700) em sistema *charged couple device* (CCD) acoplada em uma lupa com polarizador (Zeiss®) para a aquisição das imagens. Em cada bloco foram escolhidas 5 áreas representativas (ver ANEXO) de $12 \times 15\text{ mm}$ (180 mm^2) que foram digitalizadas em 1024×768 pixels igualando um pixel a $156,25\text{ }\mu\text{m}^2$ em uma resolução de 10x.

As imagens em formato tiff e no sistema de cores RGB (*red, green e blue*) foram binarizadas (Figura 1b) utilizando o programa ImageJ 1.45s após *threshold* manual para limpeza da imagem. Posteriormente essas foram transformadas em documento de texto formato txt para serem analisadas.

Figura 1 - (a) exemplo imagem digitalizada sob luz fluorescente e (b) mesma imagem binarizada

3.2.1.5 Análise multifractal

3.2.1.5.1 Técnica *Box-counting*

Para a análise multifractal foi utilizando programa *Multifractal Analysis System* – MASS versão 3.0 onde o espectro multifractal foi calculado a partir da média de cinco imagens selecionadas de cada um dos horizontes dos cinco perfis.

O método foi desenvolvido por Chhabra e Jensen (1989) e baseia-se no cálculo da medida normalizada $\mu_i(q, L)$:

$$\mu_i(q, L) = \frac{P_i^q(L)}{\sum_{i=1}^{N(L)} P_i^q(L)} \quad [12]$$

Onde, $P_i(L)$ é a probabilidade de poros em cada quadrado de largura L e q são números reais.

A construção do espectro multifractal é realizada pelo cálculo de $f(\alpha)$ por α , onde $f(\alpha)$ está associada à entropia generalizada do sistema e α é a energia interna do sistema. O espectro multifractal $f(\alpha)$ descreve fisicamente o sistema estudado e corresponde a uma simples função côncava (Figura 2). Sua construção é baseada nas funções $f(q)$ e $\alpha(q)$ (CHHABRA et al., 1989; CHHABRA; JENSEN, 1989):

$$f(q) = \lim_{L \rightarrow 0} \frac{\sum_{i=1}^{N(L)} \mu_i(q, L) \log[\mu_i(q, L)]}{\log L} \quad [13]$$

e

$$\alpha(q) = \lim_{L \rightarrow 0} \frac{\sum_{i=1}^{N(L)} \mu_i(q, L) \log[P_i(L)]}{\log L} \quad [14]$$

Figura 2 – Espectro multifractal $f(\alpha)$

Fonte: *Multifractal Analysis System (MASS)*

Para cada valor de q , valores de $f(q)$ e $\alpha(q)$ foram obtidos pelas curvas dos numeradores das equações [13] e [14] vs. $\log$ de L . Os valores de $f(q)$ e $\alpha(q)$ para cada valor de q foram utilizados para a construção do espectro multifractal como função indireta de q e L .

As imagens foram fragmentadas pelo de método malha sem sobreposição em quadrados de tamanho L ($L = 4, 8, 16, 32, 64, 128, 256$ e 512 pixels) (Figura 3). Para cada imagem, o máximo e mínimo valor de q foi selecionado quando as funções $f(q)$ (Figura 4) e $\alpha(q)$ (Figura 5) foram lineares e com coeficiente de determinação dos ajustes (R^2) maiores que 0,98. O intervalo de Δq utilizado teve incremento de 0,1.

Figura 3 – Esquema da fragmentação da imagem em malha em quadrados

Figura 4 – Curva $f(q)$ ($R^2 = 0.99$)

Fonte: Multifractal Analysis System (MASS)

Figura 5 – Curva $\alpha(q)$ ($R^2 = 0.99$)

Fonte: *Multifractal Analysis System (MASS)*

3.2.1.5.2 Parâmetros de análise da curva espectral

A interpretação do espectro multifractal necessita de alguns parâmetros de forma que ajudam a compreender seu comportamento e significado. O ponto mais alto do espectro multifractal ($f(\alpha)_{\max}$) é o ponto onde $q = 0$, conhecido como a dimensão fractal (D_0) (GOUYET, 1996; VICSEK, 1992), que fornece informação global ou média sobre o sistema (VOSS, 1988) (Figura 6). Quando $q = 1$, $f(\alpha) = \alpha$ e corresponde a dimensão de entropia (D_1) e está relacionado com a entropia do sistema (SHANNON; WEAVER, 1949). A dimensão de correlação, D_2 , está matematicamente associada à função de correlação (GRASSBERG; PROCACCIA, 1983) e calcula a correlação das medidas contidas dentro de uma caixa de tamanho L . A relação D_0 , D_1 e D_2 é:

$$D_2 \leq D_1 \leq D_0 \quad [15]$$

Onde a igualdade $D_0 = D_1 = D_2$ ocorre apenas se o fractal for estatisticamente ou exatamente auto-similar e homogêneo (KORVIN, 1992).

A largura do espectro multifractal representa a heterogeneidade do sistema (POSADAS et al., 2003). Espectros com maiores valores de $\Delta\alpha$ indicam que o sistema é mais heterogêneo e consequentemente mais entrópico, quando os valores são menores o sistema é mais homogêneo. $\Delta\alpha$ é dado por:

$$\Delta\alpha = \alpha_{\max} - \alpha_{\min} \quad [16]$$

A simetria do $f(\alpha)$ espectro é observada pela largura do espectro a partir do centro $\alpha(0)$ até $\alpha_{\max}$ e $\alpha_{\min}$, e pela sua altura desde $f(\alpha)_{\max}$ até $f(\alpha)_{\min E}$ e $f(\alpha)_{\min D}$ (Figura 6). Razões de largura, $\alpha_{\text{razão}}$, e de altura, $f(\alpha)_{\text{razão}}$, foram definidas como:

$$\alpha_{\text{razão}} = \frac{\alpha_{\max} - \alpha(0)}{\alpha(0) - \alpha_{\min}} \quad [17]$$

e

$$f(\alpha)_{\text{razão}} = \frac{\Delta f(\alpha)_D}{\Delta f(\alpha)_E} = \frac{D_0 - f(\alpha)_{\min R}}{D_0 - f(\alpha)_{\min L}} \quad [18]$$

Valores de $\alpha_{\text{razão}}$ maiores que 1 indicam que o lado direito do $f(\alpha)$ espectro é maior que o lado esquerdo, representando baixa probabilidade de espaço poroso nos quadrados da imagens. O contrario é verdadeiro, valores menores que 1 indicam alta probabilidade de espaço poroso nos quadrados da imagem. Valores de $f(\alpha)_{\text{razão}}$ maiores que 1 indicam que o lado direito do $f(\alpha)$ espectro é mais longo que o lado esquerdo, representando mais ocorrência de medidas α em regiões da imagem com baixa probabilidade de espaço poroso. Assim, valores de $f(\alpha)_{\text{razão}}$ menores que 1 indicam maior ocorrência de medidas α em regiões da imagem com alta probabilidade de poros. Ambos os valores de $f(\alpha)_{\text{razão}}$ e $\alpha_{\text{razão}}$ são importantes parâmetros de forma pois representam a heterogeneidade da distribuição do espaço poroso das imagens. Deste modo foram avaliados os parâmetros de forma da curva multifractal, D_0 , D_1 , D_2 , $f(\alpha)_{\text{razão}}$, $\alpha_{\text{razão}}$ e $\Delta\alpha$.

Figura 6 - Esquema dos parâmetros de forma do espectro multifractal ($f(\alpha)$ espectro)

Nota: P – probabilidade; E – esquerdo; D – direito; min – mínimo e max – máximo.

3.2.1.6 Análise estatística

As análises estatísticas foram realizadas utilizando o programa estatístico SPSS versão 13.0 (SPSS, 2004). A significância dos dados dos parâmetros de forma do espectro multifractal foi determinada pela análise não paramétrica de Kolmogorov-Smirnov com 0,05 e 0,01 de probabilidade. Para cada parâmetro de forma foram utilizadas cinco repetições obtidas pela análise de imagens dos horizontes (A, E e B).

As correlações entre os parâmetros de forma e as propriedades do solo foram realizadas pela correlação de Spearman utilizando a média dos valores de cada parâmetro de forma para os horizontes com 0,05 e 0,01 de probabilidade. Para a predição dos parâmetros de forma foi utilizado o Modelo Linear Generalizado (MLG) a partir da média dos valores de cada parâmetro de forma para os horizontes.

3.2.2 Resultados e discussões

3.2.2.1 Atributos dos solos

Os solos apresentam textura arenosa nos horizontes A e E, areia (89,99 – 79,70 %), silte (2,00 – 6,03 %) e argila (6,01 – 14,07 %). Os teores de matéria orgânica são relativamente baixos variando de 0,42 a 1,40 % nos horizontes A e de 0,28 a 0,42 % nos horizontes E. Os horizontes B são de textura média a argilosa, areia (85,99 – 51,02 %), silte (2,01 – 8,16 %), argila (12,01 – 40,82 %) e teores de matéria orgânica variando de 0,31 a 0,73 % (ver capítulo 2).

Apesar da mesma textura arenosa (ver capítulo 2), os horizontes A e E possuem estruturas diferentes. Teores maiores de matéria orgânica, a concentração do sistema radicular e a intensa atividade microbiológica nos horizontes A favorecem a formação de uma estrutura granular grande/média de grau fraco e blocos subangulares pequenos de grau moderado a fraco. Os horizontes E apresentam uma estrutura em blocos subangulares de grau fraco que se desfazem em grãos simples. O baixo conteúdo de matéria orgânica e outros agentes cimentantes contribuem para uma baixa agregação nesse horizonte (HARTMANN; BOODT, 1974). A presença de agentes cimentantes como argila e oxi-hidróxidos de ferro nos horizontes B favorecem a formação de estrutura de tamanho médio em blocos subangulares/angular e grau de desenvolvimento forte.

As diferenças de estrutura e granulometria (ver capítulo 2) influenciam diretamente o funcionamento físico do solo que pode ser observado nas curvas de retenção características do solo (Figura 7 e Tabela 1). As curvas de retenção dos horizontes A e E possuem mesma forma devido à mesma granulometria, entretanto a maior agregação promovida pelo maior conteúdo de matéria orgânica favorece baixos valores de densidade do solo e elevada porosidade total (ver capítulo 2), deste modo o conteúdo de água nos pontos de saturação e residual são maiores que o horizonte E. O elevado teor de areia presente nesses horizontes contribui para uma maior macroporosidade (ver capítulo 2), assim a curva de retenção apresenta maior inclinação (DEXTER; CZYZ, 2007).

A estrutura em blocos subangulares/angular e o incremento de argila nos horizontes B promovem o aumento da densidade do solo e diminuição da porosidade total. Assim, menor teor de água é retido nas tensões mais baixas, entretanto o aumento

do teor de argila favorece a formação de microporos (ver capítulo 2) e maior retenção de água nas tensões próximas a 1500 kPa (HORN et al., 1995) com relação aos horizontes A e E (Figura 7 e Tabela 1). Nesses horizontes a textura passa a desempenhar um papel mais importante na retenção de água do que o arranjo dos agregados (REICHARDT; TIMM, 2004). As curvas de retenção dos horizontes B são mais suaves com baixos valores de n e apresentam maior capacidade de armazenamento de água (COOPER et al., 2012), enfatizando a importância desses horizontes para a manutenção da floresta.

Os horizontes A e E apresentaram os maiores valores de entropia da distribuição de poros (Tabela 1) indicando uma maior probabilidade de distribuição de poros em diferentes classes de tamanho, ou seja, uma distribuição mais heterogênea. Os horizontes B apresentaram os menores valores de entropia da distribuição de poros, o que indica uma maior probabilidade de ocorrência de poros em poucas classes de tamanho de poros, ou seja, entre agregados e poros texturais.

Tabela 1 – Parâmetros de ajuste das curvas de retenção de água do solo (base volumétrica) para os modelos de Genuchten (1980) e Kosugi (1996) e entropia da distribuição de tamanho de poros (SH)

Horizonte	van Genuchten (1980)				Kosugi (1996)							SH
	θsat	θres	θi	α	n	R ²	θsat	θres	rm	σ	R ²	
m	cm ³ .cm ⁻³		kPa ⁻¹				cm ³ .cm ⁻³		μm			
Perfil 1 - Argisslo Vermelho - Amarelo Distrófico arênico												
A (0.00 - 0.10)	0,50	0,13	0,34	0,26	2,29	0,97	0,49	0,14	57,46	0,72	0,97	1,24
E (0.29 - 0.64)	0,34	0,00	0,22	0,41	1,37	0,99	0,34	0,02	129,39	2,11	0,99	0,75
Bt (0.78 - 1.23+)	0,44	0,18	0,34	0,60	1,64	0,99	0,44	0,19	41,50	1,55	1,00	0,90
Perfil 2 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abruptico arênico												
A (0.00 - 0.07)	0,50	0,08	0,34	0,63	1,60	0,98	0,50	0,10	42,52	1,46	0,96	1,44
E (0.29 - 0.61)	0,33	0,02	0,21	0,34	1,65	1,00	0,34	0,03	73,11	1,49	0,99	0,92
Bt (0.98 - 1.35+)	0,38	0,17	0,30	0,62	1,52	0,99	0,38	0,18	53,32	1,78	0,99	0,67
Perfil 3 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abruptico												
A (0.00 - 0.13)	0,46	0,12	0,30	0,17	4,08	0,98	0,46	0,12	63,86	0,44	0,98	1,23
E (0.34 - 0.95)	0,33	0,03	0,20	0,23	2,04	1,00	0,33	0,03	74,04	1,08	0,99	0,92
Bt (0.95 - 1.35+)	0,42	0,27	0,36	0,39	1,69	0,97	0,43	0,28	55,59	1,55	0,98	0,51
Perfil 4 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abruptico espessarênico												
A (0.00 - 0.13)	0,51	0,14	0,33	0,17	4,60	0,99	0,51	0,14	64,03	0,39	0,98	1,35
E (0.40 - 1.40)	0,30	0,03	0,18	0,18	2,66	0,99	0,30	0,03	71,09	0,70	0,99	0,89
Btg (1.86 - 2.50+)	0,33	0,09	0,26	0,46	1,24	0,98	0,34	0,13	182,45	2,38	0,98	0,41
Perfil 5 - Gleissolo Háptico Ta eutrófico vértico												
A (0.00 - 0.22)	0,58	0,15	0,39	0,25	2,80	0,98	0,58	0,16	50,46	0,66	0,98	1,57
E (0.53 - 0.86)	0,33	0,01	0,22	0,55	1,34	0,99	0,33	0,04	102,32	2,18	0,99	0,74
Bg (0.86 - 1.00)	0,54	0,34	0,46	0,37	1,45	0,99	0,54	0,36	98,92	1,90	0,99	0,54

Nota: θ_s – conteúdo de água na saturação; θ_r – conteúdo de água residual; θ_i conteúdo de água no ponto de inflexão da curva de retenção; α e n parâmetros de forma do ajuste de van Genuchten; rm – média do raio do poro e σ variância do raio do poro.

Figura 7 – Curvas de retenção de água no solo (base volumétrica) com ajustes propostos por van Genuchten (1980) e Kosugi (1996)

Figura 7 – Curvas de retenção de água no solo (base volumétrica) com ajustes propostos por van Genuchten (1980) e Kosugi (1996)

Nota: As curvas de ajuste para os dois modelos se sobrepõem no horizonte A do perfil 4.

Figura 7 – Curvas de retenção de água no solo (base volumétrica) com ajustes propostos por van Genuchten (1980) e Kosugi (1996)

3.2.2.2 Análise multifractal

Os espectros multifractais ($f(\alpha)$ espectro) apresentaram diferentes formas e simetrias entre os horizontes e perfis analisados (Figura 8 e Tabela 2), com diferença significativa entre os parâmetros de forma $f(\alpha)_{\text{razão}}$, $\alpha_{\text{razão}}$ e $\Delta\alpha$ ($p < 0,05$). Entretanto, os valores de D0, D1 e D2 foram diferentes somente para os horizontes B ($p < 0,05$) (Tabela 2). Os horizontes A e E apresentaram espectros multifractais semelhantes (Figura 8) devido à mesma textura, entretanto o maior teor de matéria orgânica dos horizontes A resultaram em diferenças significativas na forma do espectro multifractal entre os dois horizontes (Tabela 2). As características morfológicas e texturais dos horizontes B resultaram em espectros multifractais distintos aos demais horizontes (Figura 8).

Tabela 2 – Diferença significativa entre os parâmetros de forma do espectro multifractal ($p < 0,05$)

Horizonte	D0	D1	D2	$f(\alpha)_{\text{razão}}$	$\alpha_{\text{razão}}$	$\Delta\alpha$
A x E	0,28	0,70	0,70	<0,01*	0,006*	<0,01*
A x Bt	<0,01*	0,00*	0,00*	0,00*	0,00*	<0,01*
E x Bt	0,00*	0,00*	0,00*	<0,01*	0,00*	0,00*

Nota: * corresponde à significância com 0,01 de probabilidade.

Valores positivos de q do espectro multifractal salientam as regiões da imagem com alta concentração de poros, enquanto o oposto é verdadeiro para valores negativos de q (Figura 6). Deste modo, α reflete o comportamento da probabilidade de poros de cada quadrado de tamanho (L) da imagem e corresponde a medida da concentração espacial. Os valores de $f(\alpha)$ correspondem à ocorrência da dimensão fractal de um conjunto de quadrados com mesmo valor de α (POSADAS et al., 2003).

Os horizontes A e E apresentaram os espectros multifractais mais simétricos entre os horizontes no eixo α , com valores de $\alpha_{\text{razão}}$ próximos da linha 1:1 (Figura 9 e Tabela 3), indicando um comportamento similar de probabilidade de poros em ambas as áreas de baixa e alta concentração de poros na imagem, refletindo, assim, a heterogeneidade do sistema poroso (POSADAS et al., 2003). Entretanto os horizontes A e E apresentam diferenças significativas entre o parâmetro $\alpha_{\text{razão}}$ e $f(\alpha)_{\text{razão}}$ (Tabela 2).

Continua

Figura 8 - $f(\alpha)$ espectro dos perfis das imagens binarizadas dos horizontes A, E e B

Figura 8 - $f(\alpha)$ espectro dos perfis das imagens binarizadas dos horizontes A, E e B

Tabela 3 - Valores dos parâmetros de forma da curva multifractal e seus respectivos desvios padrão

(continua)

Perfil	Horizonte	Δq		$\Delta\alpha$	$\alpha_{\text{razão}}$	$\alpha(0)$	α_{min}	α_{max}
		q^-	q^+					
1	A	-0,4	5,7	$0,36 \pm 0,03$	$1,34 \pm 0,63$	$1,98 \pm 0,01$	$1,83 \pm 0,04$	$2,19 \pm 0,06$
	E	-0,7	3,1	$0,42 \pm 0,03$	$1,41 \pm 0,66$	$1,98 \pm 0,00$	$1,81 \pm 0,02$	$2,22 \pm 0,04$
	Bt	-0,6	2,4	$0,32 \pm 0,06$	$2,47 \pm 0,53$	$1,97 \pm 0,01$	$1,88 \pm 0,03$	$2,20 \pm 0,04$
2	A	-0,7	4,6	$0,41 \pm 0,04$	$1,38 \pm 0,20$	$1,98 \pm 0,00$	$1,81 \pm 0,01$	$2,22 \pm 0,04$
	E	-0,8	4,9	$0,30 \pm 0,01$	$2,02 \pm 0,23$	$1,99 \pm 0,01$	$1,90 \pm 0,02$	$2,19 \pm 0,02$
	Bt	-0,7	2,4	$0,30 \pm 0,07$	$2,99 \pm 0,83$	$1,98 \pm 0,01$	$1,91 \pm 0,02$	$2,21 \pm 0,07$
3	A	-0,5	3,5	$0,41 \pm 0,03$	$1,12 \pm 0,23$	$1,99 \pm 0,01$	$1,79 \pm 0,03$	$2,20 \pm 0,04$
	E	-0,9	3,7	$0,49 \pm 0,05$	$1,41 \pm 0,28$	$1,99 \pm 0,01$	$1,79 \pm 0,02$	$2,28 \pm 0,04$
	Bt	-0,6	1,0	$0,19 \pm 0,04$	$7,11 \pm 2,81$	$1,97 \pm 0,00$	$1,95 \pm 0,01$	$2,14 \pm 0,04$
4	A	-0,5	3,1	$0,39 \pm 0,04$	$1,10 \pm 0,28$	$1,97 \pm 0,01$	$1,79 \pm 0,02$	$2,18 \pm 0,05$
	E	-0,9	2,9	$0,47 \pm 0,04$	$1,73 \pm 0,32$	$1,99 \pm 0,00$	$1,82 \pm 0,02$	$2,29 \pm 0,04$
	Btg	-0,9	2,1	$0,37 \pm 0,06$	$3,35 \pm 0,82$	$1,99 \pm 0,00$	$1,90 \pm 0,02$	$2,27 \pm 0,05$
5	A	-0,5	4,3	$0,36 \pm 0,02$	$1,25 \pm 0,18$	$1,99 \pm 0,01$	$1,83 \pm 0,01$	$2,19 \pm 0,02$
	E	-1,0	4,9	$0,46 \pm 0,04$	$1,69 \pm 0,25$	$1,99 \pm 0,00$	$1,82 \pm 0,01$	$2,29 \pm 0,04$
	Bg	-0,4	0,7	$0,10 \pm 0,05$	$4,64 \pm 3,61$	$1,96 \pm 0,00$	$1,94 \pm 0,01$	$2,04 \pm 0,05$

Tabela 3 - Valores dos parâmetros de forma da curva multifractal e seus respectivos desvios padrão.

(conclusão)									
Perfil	Horizonte	Δq		$f(\alpha)_{\text{razão}}$	$f(\alpha)_{\text{minD}}$	$f(\alpha)_{\text{minE}}$	D0	D1	D2
		q^-	q^+						
1	A	-0,4	5,7	$0,55 \pm 0,47$	$1,83 \pm 0,03$	$1,77 \pm 0,05$	$1,92 \pm 0,02$	$1,87 \pm 0,03$	$1,86 \pm 0,04$
	E	-0,7	3,1	$0,86 \pm 0,19$	$1,79 \pm 0,02$	$1,77 \pm 0,02$	$1,90 \pm 0,02$	$1,86 \pm 0,02$	$1,84 \pm 0,02$
	Bt	-0,6	2,4	$1,28 \pm 0,37$	$1,84 \pm 0,03$	$1,86 \pm 0,04$	$1,93 \pm 0,01$	$1,90 \pm 0,02$	$1,89 \pm 0,02$
2	A	-0,7	4,6	$0,61 \pm 0,16$	$1,81 \pm 0,03$	$1,75 \pm 0,02$	$1,91 \pm 0,01$	$1,86 \pm 0,01$	$1,84 \pm 0,01$
	E	-0,8	4,9	$0,78 \pm 0,18$	$1,79 \pm 0,02$	$1,75 \pm 0,03$	$1,92 \pm 0,01$	$1,87 \pm 0,01$	$1,85 \pm 0,01$
	Bt	-0,7	2,4	$1,86 \pm 1,19$	$1,83 \pm 0,05$	$1,88 \pm 0,08$	$1,95 \pm 0,01$	$1,93 \pm 0,01$	$1,92 \pm 0,01$
3	A	-0,5	3,5	$0,49 \pm 0,15$	$1,82 \pm 0,02$	$1,72 \pm 0,04$	$1,91 \pm 0,02$	$1,86 \pm 0,03$	$1,84 \pm 0,03$
	E	-0,9	3,7	$0,79 \pm 0,29$	$1,76 \pm 0,05$	$1,72 \pm 0,03$	$1,91 \pm 0,01$	$1,86 \pm 0,01$	$1,83 \pm 0,01$
	Bt	-0,6	1,0	$12,91 \pm 8,80$	$1,86 \pm 0,03$	$1,95 \pm 0,01$	$1,95 \pm 0,01$	$1,95 \pm 0,01$	$1,95 \pm 0,01$
4	A	-0,5	3,1	$0,53 \pm 0,25$	$1,82 \pm 0,03$	$1,75 \pm 0,02$	$1,89 \pm 0,01$	$1,84 \pm 0,02$	$1,82 \pm 0,02$
	E	-0,9	2,9	$1,25 \pm 0,43$	$1,75 \pm 0,05$	$1,78 \pm 0,02$	$1,92 \pm 0,00$	$1,87 \pm 0,00$	$1,84 \pm 0,01$
	Btg	-0,9	2,1	$3,12 \pm 0,94$	$1,77 \pm 0,05$	$1,89 \pm 0,02$	$1,95 \pm 0,01$	$1,92 \pm 0,01$	$1,91 \pm 0,02$
5	A	-0,5	4,3	$0,51 \pm 0,08$	$1,85 \pm 0,01$	$1,79 \pm 0,02$	$1,92 \pm 0,01$	$1,88 \pm 0,02$	$1,86 \pm 0,02$
	E	-1,0	4,9	$1,02 \pm 0,27$	$1,76 \pm 0,04$	$1,76 \pm 0,01$	$1,93 \pm 0,01$	$1,88 \pm 0,01$	$1,86 \pm 0,01$
	Bg	-0,4	0,7	$4,40 \pm 7,28$	$1,92 \pm 0,02$	$1,94 \pm 0,01$	$1,92 \pm 0,01$	$1,87 \pm 0,01$	$1,86 \pm 0,01$

Figura 9 – Relação $\Delta\alpha_E$ vs. $\Delta\alpha_D$ por horizontes

Nota: Proximidade à linha 1:1 indica uma distribuição de poros homogênea.

Os horizontes A apresentam espectro multifractal mais simétrico que o horizonte E com valores de $\alpha_{\text{razão}}$ próximos de 1 mas com menores valores de $f(\alpha)_{\text{razão}}$ (Tabela 3). A presença da matéria orgânica, sistema radicular e atividade microbológica contribuem para a agregação do solo (HARRIS et al., 1966) conferindo melhor distribuição de poros conforme observado na curva de retenção dos solos e nos valores de macro e microporosidade (ver capítulo 2). Apesar da simetria do espectro multifractal no horizonte A, observamos maior concentração de medidas α na área de alta concentração de poros assim como maior número de ocorrência ($f(\alpha)$) de quadrados da imagem com esses valores de α (Figura 8). Assim, observamos que ocorre uma maior variação da dimensão fractal na região de alta concentração de poros.

O horizonte E apresenta valores de $\alpha_{\text{razão}}$ maiores que os apresentados nos horizontes A e valores de $f(\alpha)_{\text{razão}}$ próximos a 1. Apesar da maior amplitude de medidas α na área de baixa probabilidade de poros, a maior ocorrência dessas medidas ($f(\alpha)$) ocorre na área de alta concentração de poros, pois a textura arenosa desse horizonte proporciona uma macroporosidade. Os valores altos de entropia da distribuição de poros (Tabela 1) e de $\Delta\alpha$ desses horizontes ratificam essa heterogeneidade, pois indicam maior uniformidade de distribuição de poros em diferentes classes de tamanho (YOON; GIMÉNEZ, 2012).

Os horizontes B apresentaram os espectros multifractais mais assimétricos e com os maiores valores de $f(\alpha)_{\text{razão}}$ e $\alpha_{\text{razão}}$ (Tabela 3). A distância dos valores de $\alpha_{\text{razão}}$ da linha 1:1 (Figura 9 e Tabela 3), os menores valores de entropia (SH) e de $\Delta\alpha$, representam maior homogeneidade do sistema poroso do solo (POSADAS et al., 2003; YOON; GIMÉNEZ,

2012). Os maiores valores de $f(\alpha)_{\text{razão}}$ e $\alpha_{\text{razão}}$ indicam maior número de medidas α na região de baixa probabilidade de poros, entretanto a maior ocorrência desses valores α se encontram na espectro multifractal de baixa probabilidade de poros.

Os valores de D0, D1 e D2 não foram significativamente diferentes entre os horizontes A e E, entretanto diferem-se do horizonte B. A diferença textural entre esses horizontes pode explicar as diferenças encontradas entre esses parâmetros do espectro multifractal, devido a relação entre a textura dos solos e seu tipo de microestrutura (ESWARAN; BANOS, 1976; BREWER, 1979). Segundo Dathe et al. (2006), as diferenças entre esses parâmetros foram determinantes para distinguir solos com diferentes tipos de microestrutura pela análise multifractal. Esses parâmetros também estão relacionados com as propriedades físicas do sistema. D1, por exemplo, está correlacionado com a permeabilidade de rochas sedimentares (MULLER, et al., 1995; MULLER, 1996).

3.2.2.2.1 Relação entre espectro multifractal e atributos do solo

Para estabelecer a correlação entre as propriedades do solo que afetam a forma do espectro multifractal, foram utilizados os parâmetros de forma que definem o espectro: simetria do $f(\alpha)$ espectro ($\alpha_{\text{razão}}$ e $f(\alpha)_{\text{razão}}$), a largura no eixo α ($\Delta\alpha$), os pontos máximos e mínimos (D0; $\alpha(0)$; $f(\alpha)_{\text{minD}}$; $f(\alpha)_{\text{minE}}$; α_{min} e α_{max}) (Figura 6). Para melhorar a qualidade das correlações foram utilizadas propriedades do solo independentes à imagem.

A formação da estrutura e, conseqüentemente, da porosidade, tem influência direta da textura (ESWARAN; BANOS, 1976; BREWER, 1979), deste modo, a distribuição das partículas do solo estiveram presente na maioria dos parâmetros de forma analisados (Tabela 4). A argila foi o tamanho de partícula que mais teve influência nas equações preditoras devido a sua importância na agregação do solo. Posadas et al. (2003) também encontraram resultados semelhantes em estudos de solos com diferentes texturas e encontraram o silte como o tamanho de partícula que mais influenciou o comportamento multifractal do sistema poroso do solo.

Os parâmetros de forma ($f(\alpha)_{\text{razão}}$, $f(\alpha)_{\text{minD}}$ e $f(\alpha)_{\text{minE}}$) da curva multifractal estão relacionadas com a entropia da distribuição de tamanho de poros (SH). Além da textura, os parâmetros D0, D1 e D2 apresentaram correlação com a macroporosidade (ver capítulo 2) (Tabela 4), caracterizando sua relação entre as propriedades físicas do sistema.

Utilizando o Modelo Linear Generalizado (MLG) obtiveram-se as equações de predição de cada parâmetro de forma do espectro multifractal (Tabela 5) a partir das

propriedades do solo correlacionadas (Tabela 4). Para avaliar a aplicabilidade das equações, foram utilizados os valores das propriedades do solo nas equações e construídos os espectros multifractais. Deste modo, foi possível comparar os valores dos parâmetros de forma medidos e preditos. Para a construção dos espectros multifractais dos horizontes foram utilizados o ponto máximo do espectro (α_0 ; D0) e os pontos mínimos de cada lado ($\alpha_{\min}$; $f(\alpha)_{\min E}$ e $\alpha_{\max}$; $f(\alpha)_{\min D}$) (Figura 6). Os valores de $\alpha_{\max}$ não apresentaram nenhuma correlação com os atributos do solo, deste modo os valores de $\alpha_{\max}$ foram calculados a partir da equação [16].

Tabela 4 – Correlação de Spearman entre os parâmetros de forma do espectro multifractal e os atributos do solo

Parâmetro	Areia	Argila	MO	Macro	SH
$\alpha_{\text{razão}}$	-0,54*	0,45	-0,40	-0,44	-0,86**
$f(\alpha)_{\text{razão}}$	-0,33	0,22	-0,54*	-0,43	-0,84**
$\Delta\alpha$	0,79**	-0,79**	-0,29	0,65**	0,25
D0	-0,79**	0,66**	-0,12	-0,54*	-0,70**
D1	-0,86**	0,75**	0,00	-0,64*	-0,63*
D2	-0,86**	0,76**	0,02	-0,65**	-0,64**
$\alpha(0)$	0,46	-0,55*	-0,25	0,68**	0,18
$f(\alpha)_{\min D}$	-0,77	0,83**	0,44	-0,57	0,04
$f(\alpha)_{\min E}$	-0,61	0,52*	-0,44	-0,44	-0,71
$\alpha_{\min}$	-0,71	0,63*	-0,08	-0,49	-0,55

Nota: *Correlação significativa ao nível de 0,05 de probabilidade e **Correlação significativa ao nível 0,01 de probabilidade.

Apesar de alguns coeficientes de determinação baixos (Tabela 5), os resultados encontrados nos espectros multifractais construídos a partir das equações são promissores (Figura 10). As formas e simetrias entre os espectros multifractais medidos e preditos são semelhantes. As diferenças encontradas podem estar relacionadas aos desvios padrão dos valores dos parâmetros de forma, pois o intervalo dos dados é muito pequeno e às variações entre as cinco imagens utilizadas para cada horizonte (Tabela 3).

A diferença encontrada nos espectros multifractais predito e medido dos horizontes B (Figura 10) é mais evidente, pois esses horizontes possuem comportamento e gênese diferentes ao longo da toposequência. Assim, as médias dos parâmetros de forma utilizando todos os perfis aumentaram o erro na predição.

Tabela 5 - Equações de predição de cada parâmetro de forma do $f(\alpha)$ espectro pelo Modelo Linear Generalizado (MLG)

Parâmetro	Equação	R ²
$\alpha_{\text{razão}}$	$4,004 - 0,024*\text{areia} - 0,652*\text{SH}$	0,79
$f(\alpha)_{\text{razão}}$	$2,027 - 1,064*\text{SH} + 0,164*\text{MO}$	0,56
$\Delta\alpha$	$0,508 - 0,001*\text{argila}$	0,83
$\alpha(0)$	$1,986 - 0,0005*\text{ argila} + 0,016*\text{ Macro}$	0,63
$f(\alpha)_{\text{minD}}$	$1,76 + 0,004*\text{ argila}$	0,66
$f(\alpha)_{\text{minE}}$	$1,826 + 0,005*\text{ argila} - 0,094*\text{SH}$	0,80
α_{min}	$2,593 - 0,006*\text{argila} - 0,008*\text{areia} - 0,053*\text{SH}$	0,43
D0	$2,017 - 0,00086*\text{areia} - 0,024*\text{SH}$	0,67
D1	$1,933 + 0,001*\text{argila} - 0,04*\text{SH} - 0,075*\text{ Macro}$	0,81
D2	$2,062 - 0,001*\text{ areia} - 0,046*\text{SH} - 0,09*\text{ Macro}$	0,84

Figura 10 - Espectro multifractal dos horizontes A, E e B a partir das imagens (medido) e das equações do (MLG) Modelo Linear Generalizado (predito)

3.3 Conclusões

Os horizontes A, E e B apresentaram espectros multifractais diferentes, tanto na simetria do espectro quanto na sua largura. Deste modo, a análise multifractal é uma ferramenta que permite a identificação da porosidade do solo, assim como a entropia do sistema poroso.

Por meio da quantificação e integração das propriedades espaciais do sistema poroso do solo, a análise multifractal pode melhorar os sistemas de classificação da estrutura do solo e gerar parâmetros que, incorporados em funções de pedotransferência, podem agregar o parâmetro estrutura nas previsões. Entretanto, uma análise mais sistematizada e em diferentes escalas é necessária para identificar e interpretar a relação entre os parâmetros do espectro multifractal com as propriedades do solo. A análise espacial em três dimensões pode auxiliar no avanço dos estudos multifractais.

A contribuição da abordagem multifractal na integração de propriedades distintas do solo resulta em uma nova ótica de avaliação do funcionamento do solo.

Referências

- BIRD, N.; DÍAZ, M.C.; SAA, A.; TARQUIS, A.M. Fractal and multifractal analysis of pore-scale images of soil. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, n. 322, p. 211-219, 2006.
- BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F.X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pédologie: I – Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: lês études de toposéquence et leurs principaux apports à la connaissance dès sols. **Cahiers: Orstom Serie Pédologie**, Marseille, v. 19, n. 4, p. 341-351, 1982.
- BOUMA, J.; JONGERIUS, A.; BOERSMA, O.; JAGER, A.; SCHOONDERBEEK, D. The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 41, p. 945-950, 1977.
- BREWER, R. Relationships between particle size, fabric and other factors in some Australian soils. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 17, p. 29-41, 1979.
- CANIEGO, F.J.; MARTÍN, M.A.; SAN JOSÉ, F. Rényi dimension of soil pore size distribution. **Geoderma**, Amsterdam, v. 112, p. 205-216, 2003.
- CANIEGO, F.J.; MARTÍN, M.A.; SAN JOSÉ, F. Singularity features of pore-size soil distributions: Singularity strength analysis and entropy spectrum. **Fractals**, London, v. 9, p. 305-316, 2001.

CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J.A.; RAIJ, B. van. Determinação da matéria orgânica. In: RAIJ, B. van; ANDRADE, J.C. de; CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J.A. **Análise química para a avaliação da fertilidade de solos tropicais**. Campinas: IAC, 2001. cap. 9, p. 173-180.

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, M.L.; LOPES, A.S.; VENEGAS, V.H.A. **Tópicos em Ciência do Solo**. 2003. V. III, p. 107-158.

CHENG, Q. Multifractal and spatial statistics. **Computers and Geoscience**, Amsterdam, v. 25, p. 949-961, 1999.

CHHABRA, A.B.; JENSEN, R.V. Direct determination of the $f(\alpha)$ singularity spectrum. **Physical Review Letters**, New York, v. 62, p. 1327-1330, 1989.

CHHABRA, A.B.; MENEVEU, C.; JENSEN, R.V.; SREENIVASAN, K.R. Direct determination of the $f(\alpha)$ singularity spectrum and its application to fully developed turbulence. **Physical Review A**, New York, n. 40, p. 5284-5294, 1989.

COOPER, M.; DALLA ROSA, J.; MEDEIROS, J.C.; OLIVEIRA, T.C.; TOMA, R.S.; JUHÁSZ, C.E.P. Hydro-physical characterization of soils under tropical semi-deciduous forest. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 69, p. 152-159, 2012.

DANE, J.H.; HOPMANS, J.W. Pressure plate extractor. In: DANE, J.H.; TOPP, C. **Methods of soil analysis**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. pt. 4: Physical methods, v. 4, p. 688-690. (SSSA Book Series, 5).

DATHE, A.; TARQUIS, A.M.; PERRIER, E. Multifractal analysis of the pore and solid phases in binary two-dimensional images of natural porous structures. **Geoderma**, Amsterdam, v. 134, p. 318-326, 2006.

DEXTER, A.R. Internal structure of tilled soil. **Soil Science**, Baltimore, v. 27, p. 267-278, 1976.

DEXTER, A.R.; CZYZ, E.A. Application of S-theory in the study of soil physical degradation and its consequences. **Land Degradation & Development**, New York, v. 18, p. 369-381, 2007.

DROOGERS, P.; STEIN, J.; BOUMA, J.; BOERG, D.E. Parameters for describing soil macroporosity derived from staining patterns. **Geoderma**, Amsterdam, v. 83, p. 293-308, 1998.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1997. 212 p.

_____. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306 p.

ESTADOS UNIDOS. Department of Agriculture. Soil Survey Division. Soil Conservation Service. Soil Survey Staff. **Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soils surveys**. 2nd ed. Washington, 1999. 869 p.

ESWARAN, H.; BANOS, C. Related distribution patterns in soils and their significance. **Anales de Edafologia y Agrobiologia**, Madrid, v. 35, p. 33-45, 1976.

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

GIMÉNEZ, D.; ALLMARAS, R.R.; NATER, E.A.; HUGGINS, D.R. Fractal dimension for volume and surface of interaggregate pores – scale effect. **Geoderma**, Amsterdam, v. 77, p. 19-38, 1997.

GOUYET, J.F. **Physics and fractal structure**. Paris: Masson, 1996. 234 p.

GROUT, H.; TARQUIS, A.M.; WIESNER, M R. Multifractal analysis of particle in soils. **Environment Science Technology**, Ames, v. 32, p. 1176-1182, 1998.

GRASSBERG, P.; PROCACCIA, I. Characterization of Strange Attractors, **Physical Review Letters**, New York, v. 50, p. 346–349, 1983.

HARRIS, R.F.; CHESTER, G.; ALLEN, O.N. Dynamics of soil aggregation. **Advances in Agronomy**, Amsterdam, v. 18, p. 107-169, 1966.

HARTMANN, R.; DE BOODT, M. The influence of the moisture content texture and organic matter on the aggregation of sandy and loamy soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 11, p. 53-62, 1974.

HASLEY, T.C.; JENSEN, M.H.; KADANOFF, L.P.; PROCACCIA, I.; SHRAIMAN, B.I. Fractal measures and their singularities: the characterization of strange sets. **Physical Review A**, New York, v. 33, p. 1141-1151, 1986.

HOLDEN, N.M. Description and classification of soil structure using distance transform data. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 52, p. 529-545, 2001.

HORGAN, G.W. Mathematical morphology for analyzing soil structure from images. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 49, p. 161-173, 1998.

_____. An investigation on the geometric influences on pore space diffusion. **Geoderma**, Amsterdam, v. 88, p. 55-71, 1999.

HORN, R.; DOMZAL, H.; SLOWINSKA-JURKIEWICZ, A.; van OUWERKERK, C. Soil compaction processes and their effects on the structure of arable soils and the environment. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 35, p. 23-26, 1995.

IMAGEJ. ImageJ versão 1.45s. Disponível em: <<http://imagej.nih.gov/ij/>>. Acesso em: 13 abr. 2012.

JAMES, R.J. A simpler method of expressing the mechanical analysis of many common soils. **Soil Science**, Baltimore, v. 32, p. 271-275, 1936.

KORVIN, G. **Fractal methods in the earth science**. Amsterdam: Elsevier, 1992. 265 p.

KOSUGI, K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. **Water Resources Research**, Washington, v. 32, n. 9, p. 2697-2703, 1996.

LEMOES, R.C.; SANTOS, R.D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 4. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2002. 83 p.

LOEHLE, C.; LI, L. Statistical properties of ecological and geological fractals. **Ecological Modelling**, Amsterdam, v. 85, p. 271-284, 1996.

LOPES, R.; BETROUNI, N. Fractal and multifractal analysis: a review. **Medical Image Analysis**, Amsterdam, v. 13, p. 634-649, 2009.

MANDELBROT, B.B. **The fractal geometry of nature**. 2nd ed. New York: W.H. Freeman, 1982. 471 p.

MARTÍN, M.A.; MONTERO, E. Laser diffraction and multifractal analysis for the characterization of dry soil volume-size distributions. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 64, p. 113-123, 2002.

MARTÍNEZ, S.J.F.; CANIEGO, F.J.; GARCIA-GUTIÉRREZ, C.; ESPEJO, R. Representative elementary area for multifractal analysis of soil porosity using entropy dimension. **Nonlinear Processes in Geophysics**, Munich, v. 14, p. 503-511, 2007.

MARTÍNEZ, S.J.F.; MARTÍN, M.A.; CANIEGO, F.J.; TULLER, M.; GUBER, A. Multifractal analysis of discretized X-ray CT images for the characterization of soil macropore structures. **Geoderma**, Amsterdam, v. 156, p. 32-42, 2010.

MASS. **MASS**: multifractal analysis & scaling system version 3.0. Disponível em: <<http://inrm.cip.cgiar.org/vlab>>. Acesso em: 13 abr. 2012.

MEAKIN, P. Fractal aggregates in geophysics. **Review of Geophysics**, Washington, v. 29, p. 317-343, 1991.

MERMUT, A.R. **Introduction to soil micromorphology**. Saskatoon: University of Saskatchewan, Department of Soil Science, 1992. 115 p.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, Washington, v. 12, p. 513-522, 1976.

MULLER, J. Characterization of pore space in chalk by multifractal analysis. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 187, p. 215-222, 1996.

MULLER, J.; HUSEBY, O.K.; SAUCIER, A. Influence of multifractal scaling of pore geometry on permeabilities of sedimentary rocks. **Chaos, Solution and Fractals**, Amsterdam, v. 5, 1485-1493, 1995.

MURPHY, C.P. **Thin section preparation of soils and sediments**. Berkhamsted: AB Academic Publ., 1986. 149 p.

MURPHY, C.P.; BULLOCK, P.; TURNER, R.H. The measurement and characteristics of voids in soil thin section by image analysis. Part I. Principles and techniques. **Soil Science**, Baltimore, v. 28, p. 509-518, 1977.

PACHEPSKY, Y.; YAKOVCHENKO, V.; RABENHORST, M.C.; POOLEY, C.; SIKORA, L.J. Fractal parameters of pore surfaces as derived from micromorphological data: effect of long term management practices. **Geoderma**, Amsterdam, v. 74, p. 305-319, 1996.

PACHEPSKY, Y.A.; BERSON, D.A.; RAWLS, W. Simulating scale-dependent solute transport in soils with the fractional advective-dispersive equation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, p. 1234-1243, 2000.

PAGLIANI, M.; DE NOBILI, M. Relationships between soil porosity, root development and soil enzyme activity in cultivated soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 56, p. 243-256, 1993.

PAREDES, C.; ELORZA, C. Fractal and multifractal analysis of fractured geological media: surface – subsurface correlation. **Computers and Geoscience**, Amsterdam, v. 25, p. 1081-1096, 1999.

POSADAS, A.N.D.; GIMÉNEZ, D.; QUIROZ, R.; PROTZ, R. Multifractal characterization of soil pore systems. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 67, p. 1361-1369, 2003.

POSADAS, A.N.D.; GIMÉNEZ, M.; BITTELLI, V.C.M.P.; FLURY, M. Multifractal characterization of soil particle-size distributions. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, p. 1361-1367, 2001.

POSADAS, A.N.D.; QUIROZ, R.; TANNÚS, A.; CRESTANA, S.; VAZ, C. M. P. Characterizing water fingering phenomena in soils using a resonance imaging and multifractal theory. **Nonlinear Processes in Geophysics**, Munich, v. 16, p. 159-168, 2009.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. São Paulo: Manole, 2004. 478 p.

RIEU, M.; SPOSITO, G. Fractal fragmentation soil porosity, and soil water properties: I Theory. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, p. 1231-1238, 1991.

RINGROASE-VOASE, A.J. Micromorphology of soil structure: Description, quantification, application. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 29, p. 777-813, 1991.

RINGROSE-VOASE, A.J.; NORTCLIFF, S. The application of stereology to the estimation of soil structural properties: a review. In: FEDEROFF, N.; BRESSON, L.M.; COURTY, M. **Soil micromorphology: working meeting on soil micromorphology**. Paris: Association Française pour le Etude de Sols, 1987. p. 81-88.

SEKI, K. SWRC fit - a nonlinear fitting program with a water retention curve for soils having unimodal and bimodal pore structure. **Hydrology and Earth Systems Science Discussions**, Munich, v. 4, p. 407-437, 2007.

SHANNON, C.E.; WEAVER, W. **The mathematical theory of communication**. Urbana: University of Illinois Press, 1949. 117 p.

SPSS. **Statistical Package for the Social Sciences**. Chicago, 2004. 1 CD-ROM.

STANLEY, H.E.; MEAKIN, P. Multifractal phenomena in physics and chemistry. **Nature**, London, v. 335, p. 405-409, 1988.

TOPP, G.C.; ZEBCHUK, W. The determination of soil-water desorption curves for soil cores. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 59, p. 19-26, 1979.

VAN GENUCHTEN, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**. Madison, v. 44, p. 892-898, 1980.

VICSEK, T. **Fractal growth phenomena**. 2nd ed. Singapura: Word Scientific Publ., 1992. 488 p.

VOGEL, H J.; ROTH, K. Quantitative morphology and network representation of soil pore structure. **Advances in Water Resources**, Amsterdam, v. 24, p. 233-242, 2001.

VOMOCIL, J. A. Porosity. In: BLACK, C. A. **Methods of soil analysis: physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling**. Madison: American Society of Agronomy, 1965. p. 499-520.

VOSS, R.F. Fractals in nature: from characterization to simulation. In: PEITGEN, H.O.; SAUPE, D. **The science of fractal image**. New York: Springer, 1988. p. 21-69.

WOLFF, E. Ent-wurf zur bodenanalyse. **Ztschr. Analyt. Chem**, Landw, v. 3, p. 83-115, 1864.

YOON, S.W.; GIMÉNEZ, D. Entropy characterization of soil pore systems derived from water retention curve. **Soil Science**, Baltimore, v. 177, p. 1-7, 2012.

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo dos processos dos solos por modelos determinísticos simplificam as complexas interações solo-planta-atmosfera facilitando o estudo e as pesquisas científicas, entretanto o entendimento do sistema, muitas vezes, fica a desejar. A busca de indicadores de fácil determinação fragmenta as interações do solo e dificultam a análise dos diversos fatores que regem os processos do solo. Entender e analisar o funcionamento desse sistema complexo de uma forma mais sistêmica é um desafio que envolve novas metodologias e profissionais de diferentes áreas que podem fornecer suporte às pesquisas na ciência do solo.

A qualidade do solo é um tema complexo e mundialmente discutido e questionado. Nesse contexto, a qualidade física do solo necessita uma série de indicadores físicos em diferentes ambientes para estabelecer índices válidos. O estudo em áreas naturais é fundamental para entender os processos de recuperação e degradação dos solos, assim como nortear as pesquisas e políticas conservacionistas.

A análise multifractal é uma ferramenta que envolve múltiplas interações das propriedades do solo, possibilitando uma avaliação mais sistêmica do seu funcionamento. Entretanto, mais estudos devem ser realizados para entender quais atributos regem o comportamento multifractal dos solos. Uma análise em diferentes escalas e em três dimensões possibilitará avanços significativos na aplicação dessa técnica na ciência do solo. A contribuição da abordagem multifractal na integração de propriedades distintas do solo resulta em uma nova ótica de avaliação do funcionamento do solo.

ANEXOS

Perfil 1

Horizonte A

Horizonte E

Horizonte B

Tabela 1 – Imagens micromorfológicas dos horizontes A, E e B

Perfil 2

Horizonte A

Horizonte E

Horizonte B

Tabela 2 – Imagens micromorfológicas dos horizontes A, E e B

Perfil 3

Horizonte A

Horizonte E

Horizonte B

Tabela 3 – Imagens micromorfológicas dos horizontes A, E e B

Perfil 4

Horizonte A

Horizonte E

Horizonte B

Tabela 4 – Imagens micromorfológicas dos horizontes A, E e B

Perfil 5

Horizonte A

Horizonte E

Horizonte B

Tabela 5 – Imagens micromorfológicas dos horizontes A, E e B