

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - UNESP  
CÂMPUS DE JABOTICABAL

RELAÇÕES ENTRE MINERALOGIA DA ARGILA,  
SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E ADSORÇÃO DE  
FÓSFORO EM LATOSSOLOS DA REGIÃO DE JABOTICABAL  
- SP

Livia Arantes Camargo  
Engenheira Agrônoma

2013

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - UNESP  
CÂMPUS DE JABOTICABAL

RELAÇÕES ENTRE MINERALOGIA DA ARGILA,  
SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E ADSORÇÃO DE  
FÓSFORO EM LATOSSOLOS DA REGIÃO DE JABOTICABAL  
- SP

Livia Arantes Camargo

Orientador: Prof. Dr. José Marques Júnior  
Co-Orientador: Prof. Dr. Gener Tadeu Pereira

Tese apresentada à Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias – Unesp, Câmpus de Jaboticabal, como parte das exigências para a obtenção do título de Doutor em Agronomia (Ciência do Solo)

2013

C172r Camargo, Livia Arantes  
Relações entre mineralogia da argila, suscetibilidade magnética e adsorção de fósforo em Latossolos da Região de Jaboticabal - SP. -- Jaboticabal, 2013  
xi, 101 f. : il. ; 28 cm

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, 2013

Orientador: José Marques Júnior

Co-orientador: Gener Tadeu Pereira

Banca examinadora: Dilermano Perecin, Newton La Scala Júnior, Pablo Vidal Torrado, Alberto Vasconcelos Inda Júnior

Bibliografia

1. Caulinita. 2. Espectroscopia de reflectância difusa. 3. Função de pedostransferência. 4. Gibbsita 5. Óxidos de ferro 6. Variabilidade espacial. I. Título. II. Jaboticabal-Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias.

CDU: 631.4:549

Ficha catalográfica elaborada pela Seção Técnica de Aquisição e Tratamento da Informação – Serviço Técnico de Biblioteca e Documentação - UNESP, Câmpus de Jaboticabal.



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

CAMPUS DE JABOTICABAL

FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS E VETERINÁRIAS DE JABOTICABAL

### CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

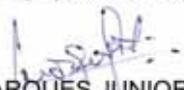
**TÍTULO:** RELAÇÕES ENTRE MINERALOGIA DA ARGILA, SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E ADSORÇÃO DE FÓSFORO EM LATOSSOLOS DA REGIÃO DE JABOTICABAL-SP

**AUTORA:** LIVIA ARANTES CAMARGO

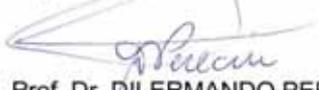
**ORIENTADOR:** Prof. Dr. JOSE MARQUES JUNIOR

**CO-ORIENTADOR:** Prof. Dr. GENER TADEU PEREIRA

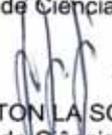
Aprovada como parte das exigências para obtenção do Título de DOUTOR EM AGRONOMIA (CIÊNCIA DO SOLO), pela Comissão Examinadora:

  
Prof. Dr. JOSE MARQUES JUNIOR

Departamento de Solos e Adubos / Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias de Jaboticabal

  
Prof. Dr. DILERMANDO PERECIN

Departamento de Ciências Exatas / Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias de Jaboticabal

  
Prof. Dr. NEWTON LA SCALA JUNIOR

Departamento de Ciências Exatas / Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias de Jaboticabal

  
Prof. Dr. PABLO VIDAL TORRADO

Departamento de Solos e Nutrição de Plantas / Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz / USP / Piracicaba/SP

  
Prof. Dr. ALBERTO VASCONCELLOS INDA JUNIOR

Departamento de Solos / Faculdade de Agronomia / Universidade Federal do Rio Grande do Sul / Porto Alegre/RS

Data da realização: 24 de janeiro de 2013.

## **DADOS CURRICULARES DO AUTOR**

**LIVIA ARANTES CAMARGO** – nascida aos 6 de dezembro de 1983 em Ribeirão Preto – SP, cursou Engenharia Agrônômica na Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias da UNESP, Câmpus de Jaboticabal de 2002 a 2006. Durante esses anos fez estágio no Departamento de Solo e Adubos na área de mineralogia. Cursou o Mestrado [Programa de Pós-Graduação em Agronomia (Produção Vegetal)] entre 2007 e 2009 na Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias da UNESP, Câmpus de Jaboticabal onde também cursou o Doutorado [Programa de Pós-Graduação em Agronomia (Ciência do Solo)] entre março de 2009 e janeiro de 2013.

Porque devemos...  
*“Agradecer a Deus pelo seu Espírito Santo nos consolar e por termos um relacionamento diário com Ele”*; João 14.16

DEDICO

*Aos meus pais, Ronaldo e Maria José*

OFEREÇO

*À minha avó Maria José de Souza Camargo (in memmoriám)*

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus e a Nossa Senhora.

Aos meus pais, que sempre estiveram ao meu lado dando-me força nos momentos difíceis e comemorando em cada pequena e grande alegria.

Aos Professores José Marques Júnior e Gener Tadeu Pereira pela paciência e confiança dedicadas esses anos todos.

Ao Daniel Cândido de Castro, pelo companheirismo e pela esperança de um amor na presença de Deus.

Aos amigos do CSME, pelo auxílio no trabalho e companheirismo durante o curso.

Aos amigos recentes, Jussara Silva Dantas e José Maria Resende pelo prestimoso apoio e auxílio nas análises de laboratório.

A todos os amigos da universidade e da vida.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, pela concessão da bolsa de estudos.

À Usina São Martinho, pela concessão da área de estudos.

À Célia, funcionária do Departamento de Solos e Adubos, e ao Professor Marcílio Martins Vieira Filho pelo apoio no departamento.

Ao Prof. Vitório Barato Neto, pela revisão gramatical da língua portuguesa.

## SUMÁRIO

	Página
CAPÍTULO 1. Considerações gerais.....	01
1.1 Introdução .....	01
1.2 Revisão de Literatura.....	02
1.2.1 Mineralogia da fração argila .....	02
1.2.2 Variabilidade espacial .....	04
1.2.3 Suscetibilidade Magnética e espectroscopia de reflectância difusa .....	07
1.2.4 Superfícies Geomórficas .....	08
1.2.5 Mapeamento e funções de pedotransferência.....	10
1.3 Referências .....	12
CAPÍTULO 2. Mineralogia da fração argila e suscetibilidade magnética de Latossolos de arenitos do Grupo Bauru em diferentes superfícies geomórficas.....	24
2.1 Introdução .....	25
2.2 Material e Métodos.....	27
2.3 Resultados e Discussão.....	33
2.4 Conclusões .....	49
2.5 Referências.....	49
CAPÍTULO 3- Predição do fósforo adsorvido no solo utilizando suscetibilidade magnética e teores de óxidos de ferro em diferentes superfícies geomórficas.....	57
3.1 Introdução .....	58
3.2 Material e Métodos.....	61
3.3 Resultados e Discussão.....	69
3.4 Conclusões .....	79
3.5 Referências.....	79
APÊNDICES.....	90

## RELAÇÕES ENTRE MINERALOGIA DA ARGILA, SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E ADSORÇÃO DE FÓSFORO EM LATOSSOLOS DA REGIÃO DE JABOTICABAL, SP

**RESUMO** – O presente trabalho tem como objetivos caracterizar a mineralogia da fração argila e a suscetibilidade magnética em diferentes superfícies geomórficas, avaliar a correspondência entre difração de raios x e a espectroscopia de reflectância difusa no auxílio das estimativas dos teores de goethita e hematita, avaliar a influência dos óxidos de ferro na adsorção de fósforo bem como a calibração e a validação de funções de pedotransferência para a predição do fósforo adsorvido, utilizando os óxidos de ferro e a suscetibilidade magnética. Uma área de 500 hectares foi delimitada e uma amostra de solo, a cada seis hectares foi coletada na profundidade de 0,0 a 0,20 m. No espigão da área, foi locada uma transeção, e amostras de solos foram coletadas a cada 25 metros. Em cada superfície geomórfica mapeada na área, foram coletadas aproximadamente 20 amostras de solos dispostas nas laterais da transeção. As amostras de solos foram levadas ao laboratório para a realização das análises granulométricas, físicas, mineralógicas, de fósforo adsorvido e da suscetibilidade magnética. Os teores de goethita e hematita foram estimados utilizando a proporção destes óxidos de ferro obtida por difração de raios x e por espectroscopia de reflectância difusa. Os resultados das análises foram submetidos às análises estatísticas e geoestatísticas, e funções de pedotransferência foram calibradas e validadas para a predição do fósforo adsorvido bem como seu mapeamento. Os resultados permitiram concluir que: A natureza dos minerais da fração argila e a suscetibilidade magnética são dependentes da variação do material de origem. A variabilidade espacial da cristalinidade e dos teores dos óxidos de ferro, bem como da suscetibilidade magnética, é dependente da idade das superfícies geomórficas. A superfície mais nova (III) apresenta maior variabilidade espacial destes atributos. Os minerais da fração argila influenciam os atributos físicos do solo. A caracterização da variabilidade espacial dos óxidos de ferro e da suscetibilidade magnética permite a delimitação de áreas homogêneas que podem ser correspondentes às futuras séries de solo e às áreas de manejo específico. Os teores de goethita e hematita estimados por espectroscopia de reflectância difusa são correspondentes aos teores obtidos por difração de raios x. As superfícies geomórficas influenciam a variabilidade dos teores de goethita e hematita, e consequentemente a variabilidade do fósforo adsorvido. A suscetibilidade magnética, dentre os atributos estudados, é a variável preditora de uma função de pedotransferência que permite o mapeamento do fósforo adsorvido com maior acurácia.

**Palavras-chave:** caulinita, espectroscopia de reflectância difusa, função de pedotransferência, gibbsita, óxidos ferro, variabilidade espacial

**RELATIONS BETWEEN CLAY MINERALOGY, MAGNETIC SUSCEPTIBILITY  
AND PHOSPHORUS ADSORPTION IN OXISOLS IN THE REGION OF  
JABOTICABAL, SP**

**SUMMARY** – This study aims to characterize the clay mineralogy and magnetic susceptibility in different geomorphic surfaces, evaluate the correlation between x-ray diffraction and diffuse reflectance spectroscopy in the estimation of goethite and hematite, the influence of iron oxides on the adsorption phosphorus as well as the calibration and validation of pedotransfer functions for predicting adsorbed phosphorus using iron oxides and magnetic susceptibility. An area of 500 hectares was delineated and a soil sample every six hectares was collected in depth from 0.0 to 0.20 m. A transect was leased, and soil samples were collected every 25 meters. In each geomorphic surface mapped in the area were collected approximately 20 soil samples arranged on either side of the transect. Soil samples were taken to the laboratory for carrying out particle size analysis, physical, mineralogical, adsorbed phosphorus and magnetic susceptibility. The goethite and hematite were estimated using the ratio of iron oxides obtained by x-ray diffraction and by diffuse reflectance spectroscopy. The results of the analysis were subjected to statistical analysis and geostatistical, and pedotransfer functions were calibrated and validated to predict the adsorbed phosphorus and its mapping. The results showed that: The spatial variability of crystallinity and of the content of the iron oxides, as well as the magnetic susceptibility is dependent on the age of the geomorphic surfaces. The surface newest (III) has a higher spatial variability of these attributes. The clay minerals influence the soil physical properties. The characterization of the spatial variability of iron oxides and magnetic susceptibility allows the delineation of homogeneous areas that may be relevant future ace soil series and the specific management areas. The goethite and hematite estimated by diffuse reflectance spectroscopy are related to those estimated by x-ray diffraction. The geomorphic surfaces influencing variability of goethite and hematite, and consequently the variability of phosphorus adsorbed. The magnetic susceptibility among the attributes studied, is the predictor variable of a pedotransfer function that enables the mapping of phosphorus adsorbed with greater accuracy.

**Keywords:** diffuse reflectance spectroscopy, gibbsite, iron oxides, kaolinite, pedotransfer function, spatial variability

## **CAPÍTULO 1 – Considerações gerais**

### **1.1 Introdução**

No Estado de São Paulo, a cultura de cana-de-açúcar ocupa extensas áreas, majoritariamente em Latossolos e Argissolos, onde levantamentos detalhados do solo estão sendo realizados para fins de otimização do uso do solo e, principalmente, para a adequação de variedades. Porém, esses levantamentos são incipientes em prover informações da distribuição espacial quantitativa dos atributos de importância agrícola do solo. Esses levantamentos são utilizados na definição dos ambientes de produção, onde as áreas são agrupadas pela produtividade das variedades e pela classificação de solos. Porém, os limites das classes são estabelecidos por critérios teóricos, e algumas unidades de solos mapeadas por esses critérios podem possuir numerosas superfícies geomórficas e pedoformas. Isto resulta em unidades cartográficas dos levantamentos não concordantes com a paisagem real.

Na mineralogia da fração argila de solos tropicais predominam, em diferentes proporções, argilominerais do tipo 1:1 e óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, associados a minerais do tipo 2:1 (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989) que possuem papel fundamental na dinâmica dos atributos físicos e químicos do solo. Com o objetivo de desenvolver métodos que permitam mapear áreas homogêneas, com base quantitativa dentro dos conceitos de corpos naturais (HUDSON, 1992), alguns trabalhos identificaram e separaram os limites das superfícies geomórficas e das pedoformas, que seriam aproximadamente idênticos aos corpos de solo, utilizando a variabilidade espacial dos minerais da fração argila (CUNHA et al., 2005; CAMPOS et al., 2007; CAMARGO et al., 2008a; BARBIERI et al., 2009).

Porém, o mapeamento de grandes áreas utilizando a caracterização da variabilidade dos óxidos de ferro necessita de um grande número de amostras, o que torna oneroso os mapeamentos de grandes áreas em escala detalhada. Algumas técnicas, como a espectroscopia de reflectância difusa e a suscetibilidade magnética, estão sendo utilizadas no auxílio da caracterização dos óxidos de ferro (ALMEIDA et al., 2003; FERNANDES et al., 2004) . No entanto, essas técnicas ainda

não foram utilizadas no sentido de viabilizar o uso dos óxidos de ferro nos levantamentos de solo e nos mapeamentos de atributos covariativos de maneira mais intensa e expressiva. Neste sentido, são necessários estudos que correlacionem a espectroscopia de reflectância difusa e a suscetibilidade magnética com as técnicas convencionais, o que pode ser realizado por meio da pedometria, que consiste na aplicação de métodos matemáticos para estes estudos.

Presume-se que, com o avanço nos estudos neste sentido, a estruturação do que seriam equivalentes às futuras séries de solo do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, utilizando a caracterização dos óxidos de ferro, e a otimização na delimitação de áreas homogêneas para fins de manejo específico poderão ser viabilizadas. Portanto, o presente trabalho tem como objetivos (i) caracterizar a mineralogia da fração argila e a suscetibilidade magnética em diferentes superfícies geomórficas; (ii) avaliar a correspondência entre difração de raios x e a espectroscopia de reflectância difusa no auxílio das estimativas dos teores de goethita e hematita; (iii) avaliar a influência dos óxidos de ferro na adsorção de fósforo bem como a calibração e a validação de funções de pedotransferência para predição do fósforo adsorvido utilizando os óxidos de ferro e a suscetibilidade magnética.

## **1.2 Revisão de Literatura**

### **1.2.1 Mineralogia da fração argila**

Em regiões tropicais e subtropicais predominam em diferentes proporções óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, e minerais 1:1 na fração argila dos solos (KÄMPF; CURI, 2000; SCHAEFER et al., 2008). Os minerais da fração argila estão intimamente relacionados com os atributos físicos e químicos do solo. Estes minerais possuem influência em atributos do solo como sua estrutura, cor, adsorção de cátions e ânions importantes na nutrição e na contaminação do solo, entre outros. Dentre os óxidos e hidróxidos de ferro, goethita e hematita são os minerais de maior ocorrência nestes solos (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989) e podem ocorrer sob a forma de materiais amorfos até minerais altamente cristalizados e, devido a sua

abundância e diversidade em grau de cristalinidade, influenciam propriedades físicas e químicas dos solos (McNEAL et al., 1968; BAHIA FILHO, 1982; CURI; FRANZMEIER, 1984; SCHWERTMANN; KÄMPF, 1985; BORGGGAARD et al., 1990; MESQUITA FILHO & TORRENT, 1993; KER, 1995; FERREIRA et al., 1999a,b; PEDROTTI, 2000; MOTTA et al., 2002; VITORINO et al., 2003; AZEVEDO; BONUMÁ, 2004; ROLIM NETO et al., 2004; SCHAEFER et al., 2004; GHIDIN et al., 2006a,b; CAMARGO et al., 2008b; CAMARGO et al., 2013). Segundo Kämpf e Curi (2000), os óxidos e hidróxidos de ferro são importantes indicadores pedogenéticos por terem sua formação influenciada pelas condições do ambiente e por persistirem por longo tempo no solo.

Dentre os atributos do solo em que a mineralogia da fração argila, principalmente os óxidos de ferro, atua, está a adsorção de fósforo (P). Este fenômeno deve-se à formação de complexos na superfície do ânion fosfato com estes minerais (SPOSITO, 1989; RANNO et al., 2007). Segundo Hernández e Meurer (1998) os teores de Fe e Al extraídos por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (constituente dos óxidos de ferro pedogênicos) e extraídos por oxalato ácido de amônio (constituente dos óxidos de ferro pedogênicos de baixa cristalinidade) são alguns dos atributos mineralógicos que melhor se correlacionam com a capacidade máxima de adsorção de fósforo do solo. Porém, como os teores de Fe extraídos por oxalato ácido de amônio de solos bem drenados são geralmente muito reduzidos, os teores de Fe e Al extraído por ditionito-citrato-bicarbonato, nesses solos, apresentam maior correlação com a capacidade máxima de adsorção de fósforo do solo (PEÑA; TORRENT, 1984; TORRENT, 1987). Vilar et al. (2010) concluíram que a capacidade máxima de adsorção de fósforo da fração argila natural relacionou-se com as formas cristalinas de Fe e Al e não se correlacionou com as formas de Fe e Al de baixo grau de cristalinidade.

A goethita apresenta-se com maior capacidade de adsorção de fósforo relativa à hematita (BIGHAM et al., 1978; KARIM; ADAMS, 1984; FONTES; WEED, 1996). A goethita, por apresentar maior densidade de grupos OH<sup>-</sup> de coordenação simples, tem maior afinidade com o fósforo (ATKINSON et al., 1974; PARFITT, 1989; FONTES; WEED, 1999). Neste caso, o oxigênio do fosfato ocupa o lugar das hidroxilas das superfícies da goethita, cuja ligação é do tipo covalente ou de troca de

ligantes em que o fósforo é adsorvido especificamente, em um processo de difícil reversão (PARFITT et al., 1978; PARFITT, 1989; KIM et al., 2011). A morfologia dos cristais de goethita, que proporciona maior superfície específica em relação à hematita, também contribui para os maiores valores de adsorção de P nestes minerais (TORRENT et al., 1992). Porém, existem evidências de que goethitas adsorvem geralmente mais P por unidade de área específica que a hematita (BARRÓN et al., 1988; TORRENT et al., 1990). Os teores de óxidos de Al também apresentam correlação com a adsorção de P, podendo ser maior (LEAL; VELLOSO, 1973; LOPES; COX, 1979; BARBIERI et al., 2009; POZZA et al., 2009) ou equivalente (EBERHARDT et al., 2008) à dos óxidos de ferro.

Os óxidos de ferro também estão relacionados com o atributo cor do solo. A cor do solo, no Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (SiBCS) (EMBRAPA, 2006) é referenciada no segundo nível categórico (Subordem), já o teor destes óxidos está presente em nível de Grande Grupo. O sistema americano, *Soil Taxonomy* (SOIL SURVEY STAFF, 1999), contempla os óxidos de ferro em níveis hierárquicos mais baixos, o Grande Grupo *acric* da classificação americana contempla solos ricos em minerais de ferro, enquanto no Grande Grupo *gibbsic* estão os solos ricos em minerais de alumínio (ESWARAN; TAVERNIER, 1980). O Sistema SiBCS é multicategórico, mas até agora está hierarquizado somente até o quarto nível. Pretende-se estruturá-lo até o sexto e último nível - o de série. O conceito deste nível categórico está intimamente ligado ao uso interpretativo do sistema de classificação para fins agrícolas (OLIVEIRA, 2009). Portanto, os óxidos de ferro, por apresentarem muitos atributos covariativos de importância agrônômica, tornam-se possíveis atributos diagnósticos deste nível categórico.

### **1.2.2 Variabilidade espacial**

A variabilidade de atributos dentro das unidades de mapeamento de solo, tais como campos, parcelas experimentais, ou pédon, é reconhecida e tem sido descrita por métodos estatísticos clássicos. Porém, delineamentos estatísticos convencionais são usados com sucesso na ciência do solo, quando as unidades básicas de amostragem são localizadas em áreas relativamente pequenas e uniformes quanto aos

atributos do solo. Esses delineamentos não se aplicam quando se faz necessária a condução de experimentos ao longo de paisagens heterogêneas (BISHOP; LARK, 2006).

A variabilidade do solo é dependente da interação de seus fatores de formação com a paisagem, assim como da associação desta interação com o manejo (TRANGMAR et al., 1985). Dentre as técnicas de avaliação da variabilidade espacial dos atributos do solo, está a geoestatística, que também permite o estudo da estrutura da dependência espacial (VIEIRA et al., 1983). Essa técnica está baseada na teoria das variáveis regionalizadas (VIEIRA, 2000). Segundo Matheron (1963), o conceito de variáveis regionalizadas é uma função espacial numérica que varia de um local para o outro, com uma continuidade aparente e cuja variação não pode ser representada por uma função matemática simples. Dentre as ferramentas da geoestatística, está o semivariograma, que permite estudar o grau de dependência espacial entre os pontos amostrais distribuídos em um esquema sistemático e referenciado de amostras (ISSAKS; SRIVASTAVA, 1989).

O semivariograma é representado pelo gráfico da semivariância  $\gamma(h)$  versus a distância  $h$  e possui os seguintes parâmetros: a) efeito pepita ( $C_0$ ), que representa erros na medição ou de variabilidade em pequena escala; b) patamar ( $C_0 + C_1$ ), que é atingido quando a variância dos dados se torna constante com a distância entre as amostras c); o alcance ( $a$ ), que é o valor de  $h$  no qual  $\hat{\gamma}(h)$  se estabiliza, ou seja, os pontos localizados numa área de raio até o alcance são mais homogêneos entre si do que aqueles localizados fora dela (VIEIRA, 2000).

De acordo com Webster (1985) e Webster (2000), é possível ajustar funções simples a esses pontos. Alguns modelos matemáticos podem ser usados, desde que algumas condições sejam atendidas. Os principais modelos são demonstrados a seguir:

a) Modelo esférico:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[ \frac{3}{2} \left( \frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left( \frac{h}{a} \right)^3 \right] \quad \text{para } 0 < h < a \quad (1)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \quad \text{para } h \geq a$$

O modelo esférico é obtido, selecionando-se os valores do efeito pepita ( $C_0$ ) e do patamar ( $C_0+C_1$ ), depois passando-se uma reta que intercepte o eixo  $\gamma$  em  $C_0$  e seja tangente aos primeiros pontos próximos de  $h = 0$ . Essa reta cruzará o patamar a distância,  $a'=(2/3)a$ . Assim, o alcance ( $a$ ) será  $a = 3a'/2$ . O modelo esférico é linear até aproximadamente  $(1/3)a$  (VIEIRA, 2000), sendo este modelo o de maior ocorrência para os atributos de solo (TRANGMAR et al., 1985).

b) Modelo exponencial:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[ 1 - \exp\left(-3\frac{h}{a}\right) \right] \quad \text{para } 0 < h < d \quad (2)$$

Em que,  $d$  é a máxima distância na qual o semivariograma é definido. Uma diferença fundamental entre o modelo exponencial e o esférico é que este modelo atinge o patamar assintoticamente, com o alcance prático definido como a distância na qual o valor do modelo é 95% do patamar (ISAACS; SRIVASTAVA, 1989). Os parâmetros  $C_0$  e  $C_1$ , para o modelo exponencial, são determinados da mesma maneira que para o esférico (VIEIRA, 2000).

c) Modelo gaussiano:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[ 1 - \exp\left(-3\left(\frac{h}{a}\right)^2\right) \right] \quad \text{para } 0 < h < d \quad (3)$$

Em que,  $d$  é a máxima distância na qual o semivariograma é definido. O modelo gaussiano é usado muitas vezes para modelar fenômenos extremamente contínuos. Semelhante ao modelo exponencial, o modelo gaussiano atinge o patamar assintoticamente, e o parâmetro  $a$  é definido como o alcance prático ou a distância na qual o valor do modelo é 95 % do patamar (ISAACS; SRIVASTAVA, 1989). O que caracteriza este modelo é seu ponto de inflexão próximo à origem.

Trabalhos anteriores comprovaram a influência da paisagem na mineralogia da fração argila (CURI; FRANZMEIER, 1984; CUNHA et al., 2005; BRITO et al., 2006) e sinalizaram a necessidade da avaliação da variabilidade espacial desses minerais. Barbieri et al. (2009), Camargo et al. (2008a,b) e Camargo et al. (2013) confirmaram a influência da paisagem na variabilidade espacial da mineralogia da fração argila e a influência destes nos atributos físicos e químicos. Segundo

Camargo et al. (2013), a análise geoestatística provou ser essencial para entender as relações entre os minerais da fração argila e o fósforo disponível do solo estudado, enquanto as técnicas clássicas de estatística apenas identificaram uma variabilidade global dos atributos estudados. Neste sentido, a geoestatística tornou-se uma ferramenta alternativa para a compreensão de atributos dependentes espacialmente em escalas regionais (TESFAHUNEGB et al., 2011).

### **1.2.3 Espectroscopia de reflectância difusa e suscetibilidade magnética**

A espectroscopia de reflectância difusa (ERD) e a suscetibilidade magnética (SM) são técnicas alternativas que estão sendo utilizadas na avaliação de alguns atributos do solo, de custo e impactos ambientais relativamente baixos. O interesse na ERD como metodologia de quantificação de atributos de forma indireta deve-se ao fato de esta técnica apresentar inúmeras vantagens em relação aos métodos tradicionais. Considera-se que as técnicas que utilizam a difração de raios x, associadas aos tratamentos de concentração dos óxidos de ferro, para a caracterização dos óxidos de ferro (MEHRA; JACKSON, 1960; NORRISH; TAYLOR, 1961 modificado por KÄMPF; SCHWERTMANN, 1982), são por demais onerosas e possuem inevitáveis impactos ambientais, devido aos reagentes utilizados. Este fato, muitas vezes, impossibilita a realização de trabalhos com um grande número de amostras, como os que utilizam a geoestatística para a avaliação da variabilidade espacial. A análise espectral consiste em uma análise rápida, econômica e sem uso de reagentes químicos e destruição das amostras (BROWN et al., 2006; VISCARRA ROSSEL et al., 2006). Alguns autores (BARRON; TORRENT, 1986; SCHEINOST et al., 1998; ALMEIDA et al., 2003; FERNANDES et al., 2004) estimaram os teores dos óxidos de ferro com o auxílio da ERD. Estas estimativas são possíveis, pois a influência dos componentes do solo sobre a absorção e a reflexão de energia medida permite associar as variações espectrais com as variações dos atributos do solo.

A determinação da suscetibilidade magnética complementa a caracterização dos minerais da fração argila. Estes atributos permitem a identificação de minerais que possuem em sua estrutura o elemento Fe e a concentração destes minerais. A

resposta magnética dos sedimentos e dos solos está determinada predominantemente pelos minerais magnetita e/ou maghemita. Goethitas e hematitas também possuem uma pequena magnetização, exibindo, portanto, propriedades magnéticas características. Os óxidos de ferro hematita e goethita são os óxidos de ferro mais comuns na fração argila de solos brasileiros, e estes possuem SM a níveis detectáveis na ordem de  $0,3 \times 10^{-6}$  a  $1,7 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  e  $0,3 \times 10^{-6}$  a  $1,2 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , respectivamente (THOMPSON; OLDFIELD, 1986; HUNT et al., 1995).

Os atributos magnéticos dos solos do mediterrâneo foram estudados por Luque (2008). Seu trabalho apresenta uma completa caracterização dos atributos magnéticos dos minerais magnetita, maghemita, goethita e hematita, e dos diferentes solos da região, e entre os atributos estudados está a suscetibilidade magnética. Atributos cristalográficos dos minerais, como tamanho do cristal e substituição isomórfica interferem nos atributos magnéticos do solo. Portanto, os estudos dos atributos magnéticos podem contribuir para o entendimento do comportamento dos atributos mineralógicos e dos atributos por eles influenciados como os físicos e os químicos.

A avaliação da SM também está sendo utilizada na avaliação dos atributos do solo como foi observado nos estudos de Siqueira et al. (2010). Estes autores concluíram que suscetibilidade magnética é um bom preditor de atributos relacionados com a composição e a mineralogia dos Argisolos com baixo teor de ferro estudados, como o teor de argila e de hematita.

#### **1.2.4 Superfícies Geomórficas**

Em levantamentos de solos tradicionais, as feições do relevo são utilizadas, de forma muito incipiente e sem critérios preestabelecidos, na delimitação das unidades de mapeamento. A posição do solo, como parte integrante da paisagem, esclarece que qualquer modificação nos processos geomórficos influencia nos processos pedológicos (HALL, 1983). Neste sentido, o uso da relação solo-paisagem no delineamento das unidades de mapeamento dos levantamentos pedológicos torna-se uma ferramenta importante para identificar e mapear áreas em que

predominam pédonos idênticos. Alguns modelos de evolução da paisagem permitem estudar e entender as relações dos solos e seus atributos em diferentes escalas. Entre esses modelos, pode-se destacar o de superfícies geomórficas (DANIELS et al., 1971), segmentos de vertente (DALRYMPLE et al., 1968) e curvaturas do relevo (TROEH, 1965).

Por definição, as superfícies geomórficas são consideradas uma porção de terra definida no tempo e no espaço, com limites geográficos e formada por um ou mais agentes num determinado período de tempo (DANIELS et al., 1971). E segundo Ruhe (1956) obedecem a alguns princípios: 1) a superfície é mais jovem do que qualquer outra superfície ou material que ela corta; 2) é mais velha ou, pelo menos, contemporânea aos depósitos de fundo de vale inferior; 3) é mais jovem do que superfícies geomórficas adjacentes situadas em posição superior e, portanto, mais velha do que superfícies adjacentes situadas em posição inferior; 4) é mais velha ou, pelo menos, contemporânea aos depósitos sobre ela; 5) é mais jovem do que qualquer estrutura que ela corta em bisel.

A relação solos-superfícies geomórficas apresenta uma tendência de que, quanto mais velha e estável é a superfície, mais homogênea ela deve ser em relação aos solos que nela ocorrem, ou seja, a complexidade e a variabilidade de solos são inversamente proporcionais à idade da superfície (TERAMOTO et al., 2001). Segundo Parsons et al. (1970), o mapeamento de superfícies geomórficas em grandes escalas pode separar áreas com diferentes estabilidades. Para Lepsch et al. (1977), a estabilidade do solo pode ser avaliada pela variação de seus atributos. As superfícies geomorficamente mais estáveis apresentam condições para um maior desenvolvimento e estabilidade dos solos, enquanto superfícies menos estáveis possuem, normalmente, solos menos desenvolvidos e mais variados (VIDAL-TORRADO; LEPSCH, 1993).

Buscando melhor compreensão das relações de causa-efeito do comportamento do solo e da planta, as pesquisas nas últimas décadas vêm utilizando a integração de modelos de paisagem com a variabilidade dos atributos dos solos, bem como a correlação espacial entre eles (MONTANARI et al., 2005; CAMARGO et al., 2008a,b; CAMARGO et al., 2010; CAMARGO et al., 2013). Nesses trabalhos, os limites de áreas específicas de manejo são identificados por

meio da relação entre o relevo e o padrão de distribuição espacial dos atributos do solo de importância agronômica.

### **1.2.5 Mapeamento e funções de pedotransferência**

Devido à demanda de informação de apoio à agricultura sustentável e à melhoria da qualidade do solo, a utilidade do levantamento de solos não se restringe somente a gerar dados de inventários e distribuição geográfica de classes de solos, mas também a prover a distribuição espacial quantitativa dos atributos do solo (MINASNY et al., 2003).

No extenso território brasileiro, através dos levantamentos de pequena escala, pode-se ter uma ampla visão de seus solos e reconhecer grandes áreas com relativa homogeneidade de solos. Porém, muitas áreas brasileiras mais intensamente utilizadas necessitam agora de levantamentos em graus de detalhe maior que os de reconhecimento. Entretanto, estes são escassos, sendo a principal causa dessa escassez a falta de recursos financeiros e de pedólogos especializados para o necessário, intenso e contínuo trabalho de campo, imprescindível para efetuar mapas mais detalhados (escalas maiores que 1:50.000). A experiência do Instituto Agrônomo de Campinas, mapeando os solos do Estado de São Paulo em Quadrículas, na escala de 1:50.000, com registro da variabilidade espacial de atributos dos solos, representa um pioneirismo no Brasil (BERG; KLAMT, 1997).

Segundo Wilding; Drees (1983), a partir de 1960, quando se iniciou a implementação da 7ª aproximação do "Soil Taxonomy" (SOIL SURVEY STAFF, 1975), unidades cartográficas representativas da série de solos, raramente, foram encontradas com mais de 50% do solo designado no nome da unidade de mapeamento. Para corrigir essa distorção, enfatizou-se um incentivo ao desenvolvimento dos estudos de solo-geomorfologia. Wilding e Drees (1983), entre outros, afirmam não existir muita concordância entre sistemas taxonômicos, como modelo conceitual, e as unidades cartográficas dos levantamentos como contrapartes da paisagem real. Isso indica que algumas unidades de solos mapeadas por critérios puramente taxonômicos podem possuir numerosas

superfícies geomórficas ou pedoformas, uma vez que os artificiais grupos taxonômicos não coincidem com os grupos de pedoformas (EDMONDS et al., 1985).

As formas da topografia podem, então, ser utilizadas de maneira qualitativa para descrever paisagens e auxiliar na classificação e na demarcação taxonômica de solos. O método do uso de relações solo-geomorfologia para auxílio aos trabalhos de levantamentos pedológicos detalhados vem sendo usado há algum tempo nos Estados Unidos. Contudo, estes métodos de caracterização e de delineamento dos corpos de solos baseados em feições do terreno são muito dependentes do conhecimento, da experiência de campo e da capacidade de julgamento individual do pedólogo. Muitos pesquisadores (DI et al., 1989; ROGOWSKI; WOLF, 1994; MULLA; MCBRATNEY, 1999; CUNHA et al., 2005; CAMPOS et al., 2007) insatisfeitos com maior ou menor grau de subjetividade implícita nestes métodos tradicionais, vislumbram contar com o auxílio das técnicas estatísticas tradicionais (medidas clássicas de posição e variabilidade, análises de variância univariada), auxiliadas por novas técnicas quantitativas, tais como: transeções ou malhas com espaçamento regular para possibilitar a aplicação de técnicas geoestatísticas de avaliação da dependência espacial (TRANGMAR et al., 1985).

Para a manutenção da qualidade desses levantamentos, são necessárias amostras em um número maior que nos levantamentos puramente exploratórios. Medidas mais precisas dos atributos dos solos, efetuadas diretamente no campo, são laboriosas, demoradas e onerosas. No laboratório, persistem os problemas de custo e imprecisão. Uma alternativa mais econômica é estimar tais parâmetros do solo por meio de pedotransferência. A pedotransferência é assunto relativamente novo no Brasil e uma metodologia pouco utilizada. Quando a pedotransferência é expressa de forma quantitativa, por meio de equações matemáticas, ela é designada como Funções de Pedotransferência (FPT).

Essa metodologia está começando a ser aplicada em muitas áreas, como, por exemplo, na predição de propriedades hídricas do solo (PETACH et al., 1991; NEBEL et al., 2010; VERECKEN et al., 2010) e potencialmente pode ter muitas aplicações, como na predição de atributos indicadores de qualidade do solo (NEMES et al., 2010; BORDA et al., 2010; SCHRUMPF et al., 2011), nas formas de

fósforo no solo (CAGLIARI et al., 2011; ACHAT et al., 2011; CAMARGO et al., 2013), entre outros atributos de interesse agrícola e ambiental. Por meio de equações matemáticas, as FPTs traduzem os dados originados de levantamentos de solos em outras informações de difícil mensuração ou de obtenção mais cara (MINASNY et al., 2003; MINASNY; HARTEMINK 2011). O papel da FPT no mapeamento digital de solos é fornecer informações mais úteis em termos de atributos e de qualidade do solo (REUTER, 1998). Portanto, o estudo de FPT para a predição dos atributos do solo torna-se imprescindível para o desenvolvimento de mapas detalhados em grandes áreas.

### 1.3 Referências

ACHAT, D. L.; AUGUSTO, L.; MOREL, C.; BAKKER, M. R. Predicting available phosphate ions from physical-chemical soil properties in acidic sandy soil under pine forest. **Journal of Soils and Sediments**, Heidelberg, v. 11, n. 3, p. 452-466, 2011.

ALMEIDA, J. A.; TORRENT, J.; BARRÓN, V. Cor do solo, formas do fósforo e adsorção de fosfatos em Latossolos desenvolvidos de basalto do extremo-sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 6, p. 985–1002, 2003.

ATKINSON, R. J.; PARFITT, R. L.; SMART, R. S. Infrared study of phosphate adsorption on goethite. **Journal of the Chemical Society-Faraday Transactions I. Physical chemistry**, Londres, v. 70, n. 8, p. 1472-1479, 1974.

AZEVEDO, A. C.; BONUMÁ, A. S. Partículas coloidais, dispersão e agregação em latossolos. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 34, n. 2, p. 609-617, 2004.

BAHIA FILHO, A. F. C. **Índices de disponibilidade de fósforo em Latossolo do Planalto Central com diferentes características texturais e mineralógicas**. 1982. 179 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-MG, 1982.

BARBIERI, D. M.; MARQUES JR., J.; ALLEONI, L. R. F.; GARBUIO, F. J.; CAMARGO, L. A. Hillslope curvature, clay mineralogy, and phosphorus adsorption in an Alfisol cultivated with sugarcane. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 66, n. 6, p. 819–826, 2009.

BARRÓN, V.; TORRENT, J. Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 37, n. 4, p. 499-510, 1986.

BARRÓN, V.; HERRUZO, M.; TORRENT, J. Phosphate adsorption by aluminous hematites of different shapes. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 52, n. 3, p. 647-651, 1988.

BERG, M. van der; KLAMT, E. Variabilidade espacial de características de solos na região do planalto médio, RS: II. Análise da semivariância e da variância. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 21, n. 3, p. 401-8, 1997.

BIGHAM, J. M.; GOLDEN, D. C.; BUOL, S. W.; WEED, S. B.; BOWEN, L. H. Iron oxide mineralogy of well-drained Ultisols and Oxisols: II. Influence on color, surface area, and phosphate retention. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 42, n. 5, p. 825-830, 1978.

BISHOP, T. F. A.; LARK, R. M. The geostatistical analysis of experiments at the landscape-scale. **Geoderma**, Amsterdam, v. 133, n. 1-2, p. 87-106, 2006.

BORDA, T.; WITHERS, P. J. A.; SACCO, D.; ZAVATTARO, L.; BARBERIS, E. Predicting mobilization of suspended sediments and phosphorus from soil properties: a case study from the north west Po valley, Piemonte, Italy. **Soil Use and Management**, Oxford, v. 26, n. 3, p. 310-319, 2010.

BORGGAARD, O. K.; SZILAS, C.; GIMSING, A. L.; RASMUSSEN, L. H. Estimation of soil phosphate adsorption capacity by means of a pedotransfer function. **Geoderma**, Amsterdam, v. 118, n. 1-2, p. 55-61, 2004.

BRITO, L. F.; SOUZA, Z. M.; MONTANARI, R.; MARQUES JR.; CAZETTA, D. A.; CALZAVARA, S. A.; OLIVEIRA, L. Influência de formas do relevo em atributos físicos de um latossolo sob cultivo de cana-de-açúcar. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 36, n. 6, p. 1749-1755, 2006.

BROWN, D. J.; SHEPHERD, K. D.; WALSH, M. G.; MAYS, M. D.; REINSCH, T. G. Global soil characterization with VNIR diffuse reflectance spectroscopy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 132, n. 3-4, p. 273-290, 2006.

CAGLIARI, J.; VERONEZ, M. R.; ALVES, M. E. Remaining phosphorus estimated by pedostransfer function. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n.1, p. 203-212, 2011.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JR, J.; PEREIRA, G. T.; ALLEONI, L. R. F. Spatial correlation between the composition of the clay fraction and contents of available phosphorus of an Oxisol at hillslope scale, **Catena**, Amsterdam, v. 100, n. 1, p. 100-106, 2013.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JR., J.; PEREIRA, G. T.; HORVAT, R. A. Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um Latossolo sob diferentes formas de relevo. I - Mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, p. 2269-2277, 2008a.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JR., J.; PEREIRA, G. T.; HORVAT, R. A. Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um latossolo sob diferentes formas do relevo. II - correlação espacial entre mineralogia e agregados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, p. 2279-2288, 2008b.

CAMARGO L. A.; MARQUES JR. J.; PEREIRA, G. T. Spatial variability of attributes of an alfisol under different hillslope curvatures. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 3, p. 617-630, 2010.

CAMPOS, M. C. C.; MARQUES JR, J.; PEREIRA, G. T.; MONTANARI, R.; CAMARGO, L. A. Relações solo-paisagem em uma litossequência arenito-basalto na região de Pereira Barreto, SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 3, p. 519-529, 2007.

CUNHA, P.; MARQUES JR., J.; CURI, N.; PEREIRA, G. T.; LEPSCH, I. F. Superfície geomórficas e atributos de latossolos em uma seqüência arenítico-basáltica da região de Jaboticabal (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 1, p. 81-90, 2005.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence of Oxisols from the central plateau of Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 341-346, 1984.

DALRYMPLE, J. B.; BLONG, R. J.; CONACHER, A. J. A hypothetical nime unit land surface model. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart v. 12, n. 1, p. 60-76, 1968.

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. E.; CADY, J. F. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 23, p. 51–87, 1971.

DI, H. J.; TRANGMAR, B. B.; KEMP, R. A. Use geostatistics in designing sampling strategies for soil survey. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 53, n. 4, p. 1163-1167, 1989.

EBERHARDT, D. N.; VENDRAME, P. R. S.; BECQUER, T.; GUIMARÃES, M. F. Influência da granulometria e da mineralogia sobre a retenção do fósforo em Latossolos sob pastagens no cerrado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 3, p. 1009-1016, 2008.

EDMONDS, W. J.; CAMPBELL, J. B.; LENTNER, M. Taxonomic variation within three soil mapping units in Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madson, v. 49, n. 2, p. 394-401, 1985.

EMBRAPA - Empresa brasileira de pesquisa agropecuária. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306p.

ESWARAN, H.; TAVERNIER, R. Classification and genesis of Oxisols. In: THENG, B.K.G., (Ed.). **Soils with variable charge**. Palmerston North: Offset Publications, 1980. p. 427-42.

FERNANDES, R. B. A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; FONTES, M. P. F. Quantificação de óxidos de ferro de Latossolos Brasileiros por espectroscopia de refletância difusa. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 2, p. 245-257, 2004.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n. 3, p. 515-524, 1999a.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n. 3, p. 507-514, 1999b.

FONTES, M. P. F.; WEED, S. B. Phosphate adsorption by clays from Brazilian Oxisols: relationships with specific surface area and mineralogy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 72, n. 1-2, p. 37-51, 1996.

GHIDIN, A. A.; MELO, V. F.; LIMA, V. C.; LIMA, J. M. J. C. Toposseqüência de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná. I – Mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 2, p. 293-306, 2006a.

GHIDIN, A. A.; MELO, V. F.; LIMA, V. C.; LIMA, J. M. J. C. Toposseqüência de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná. II – Relação entre mineralogia da fração argila e propriedades físicas dos solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 2, p. 307-319, 2006b.

HALL, G. F. Pedology and geomorphology. In: **Pedogeneses and soil taxonomy. I concepts and interactions**. New York: Elsevier Sci, 1983. p. 117-140.

HERNÁNDEZ, J.; MEURER, E. J. Adsorção de fósforo e sua relação com formas de ferro em dez solos do Uruguai. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 22, n. 1, p. 223-230, 1998.

HUDSON, B. D. The soil survey as a paradigm-based science. **Soil Science Society of America Journal**, Madson, v. 56, n. 3, p. 836-841, 1992.

HUNT, C. P.; MOSKOWITZ, B. M.; BANERJEE, S. K. Magnetic properties of rocks and minerals. In: AHRENS, T. J. (Ed.). **Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants**. Washington: American Geophysical Union, 1995. p. 198-204.

ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **Applied geostatistics**. New York: Oxford University Press. 1989. 561p.

KÄMPF, N.; CURI, N. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. V. H.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. v. 1. p. 107-138.

KARIM, M. I.; ADAMS, W. A. Relationships between sesquioxides, kaolinite, and phosphate sorption in a catena of Oxisols in Malawi. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 406-409, 1984.

KER, J. C. **Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil**. 1995. 181 f. Tese - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 1995.

KIM, J.; LI, W.; PHILIPS, B. L.; GREY, C. P. Phosphate adsorption on the iron oxyhydroxides goethite ( $\alpha$ -FeOOH), akaganeite ( $\beta$ -FeOOH), and lepidocrocite ( $\gamma$ -FeOOH): a  $^{31}\text{P}$  NMR Study. **Energy and Environmental Science**, Cambridge, v. 4, n. 10, p. 4298-4305, 2011.

LEAL, J. R.; VELLOSO, A. C. X. Dessorção do fosfato adsorvido em Latossolos sob vegetação de cerrado. II. Reversibilidade da isoterma de adsorção de fosfato em relação ao pH da solução em equilíbrio. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 89-92, 1973.

LOPES, A. S.; COX, F. R. Relação de características físicas, químicas e mineralógicas com fixação de fósforo em solos sob cerrados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 3, n. 1, p. 82-88, 1979.

LEPSCH, I. F.; BUOL, S. W.; DANIELS, R. B. Soil-landscape relationships in an area of the Occidental Plateau of São Paulo, Brazil: I. Geomorphic Madison surface and soil mapping units. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 41, n. 1, p. 104-109, 1977.

LUQUE, E. C. **Propiedades magnéticas de los óxidos de hierro en suelos**. 2008. 179 f. Tese (Doctorado en las Ciencias Químicas) - Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y de Montes, Universidad de Córdoba, Córdoba, 2008.

MATHERON G. **Traité de Géostatistique Appliquée, Tome II: Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières**. Paris: Editions Technip.1963.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removed from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 7, n. 1, p. 1317-327, 1960.

McNEAL, B. L.; LAYFIEL, D. A.; NORVELL, W. A.; RHOADES, J. D. Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed salt solution. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 32, n. 2, p. 187-190, 1968.

MESQUITA FILHO, M. V.; TORRENT J. Phosphate sorption as related to mineralogy of a hydrosquence of soils from the Cerrado region (Brazil). **Geoderma**, Amsterdam, v. 58, n. 1, p. 107-123, 1993.

MINASNY, B.; HARTEMINK, A.E. Predicting soil properties in the tropics, **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 106, n. 1-2, p. 52–62, 2011.

MINASNY, B.; McBRATNEY, A. B.; MENDONÇA-SANTOS, M. L.; SANTOS, H.G. **Revisão sobre funções de pedotransferência (PTFs) e novos métodos de predição de classes e atributos do solo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2003. 50 p. Documento n. 45.

MONTANARI, R.; MARQUES JR, J.; PEREIRA, G. T.; SOUZA, Z. M. Forma da paisagem como critério para otimização amostral de Latossolos sob cultivo de cana-de-açúcar. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 40, n. 1, p. 69-77, 2005.

MOTTA, P. E. F.; CURTI, N.; SIQUEIRA, J. O.; VAN RAIJ, B.; FURTINI NETO, A. E.; LIMA, J. M. Adsorção e formas de fósforo em Latossolos: influencia da mineralogia e histórico de uso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, n. 2, p. 349-359, 2002.

MULLA, D. J.; McBRATNEY, A. B. Soil Spatial Variability. In: SUMMER, M. E. (Ed.). **Handbook of soil science**. New York: CRC Press, 1999. p. A321-A351.

NEBEL, A. L. C.; TIMM, L. C.; CORNELIS, W.; GABRIELS, D.; REICHARDT. K.; AQUINO, L. S.; PAULETTO. E. A.; REINERT, D. J. Pedotransfer functions related to spatial variability of water retention attributes for lowland soils. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 3, p. 669-680, 2010.

NEMES, A.; QUEBEDEAUX, B.; TIMLIN, D. J. Ensemble approach to provide uncertainty estimates of soil bulk density. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 74, n. 6, p. 1938-1945, 2010.

NORRISH, K.; TAYLOR, R. M. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 12, n. 2, p. 294-306, 1961.

OLIVEIRA, J. B. de. As séries e o novo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos: tem-se condições de gerenciar o seu estabelecimento? [Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2010]. Disponível em: [www.cnps.embrapa.br/sibcs.br/sibcs/atas/ata03.html](http://www.cnps.embrapa.br/sibcs.br/sibcs/atas/ata03.html). Acesso em: 12dez.2012. - (Acessado em 10/10/2012).

PARFITT, R. L. Anion adsorption by soils and soil materials. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 30, p. 1-5, 1978.

PARFITT, R. L. Phosphate reactions with natural allophone, ferrihydrite and goethite. **Journal of soil science**, Oxford, v. 40, n. 3, p. 359-369, 1989.

PARSONS, R. B.; BALSTER C. A.; NESS, A. O. Soil development and geomorphic surfaces, Villamentte Valley, Oregon. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 34, n. 3, p. 485-491, 1970.

PEDROTTI, A. **Relação entre os atributos físicos e alumínio no solo**. 2000. 60 f. Tese (Doutorado em Agronomia), Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2000.

PEÑA, F.; TORRENT, J. Relationships between phosphate sorption and iron oxides in Alfisols from a river terrace sequence of Mediterranean Spain. **Geoderma**, Amsterdam, v. 33, n. 4, p. 283-296, 1984.

PETACH, M. C.; WAGENET, R. J.; DEGLORIA, S. D. Regional water-flow and pesticide leaching using simulations with spatially distributed data. **Geoderma**, Amsterdam, v. 48, n. 3-4, p. 245-269, 1991.

POZZA, A. A. A.; CURI, N.; GUILHERME, L. R. G.; MARQUES, J. J. G. S. M.; COSTA E. T. S.; ZULIANI, D. Q. Adsorção e dessorção aniônicas individuais por gibbsita pedogenética. **Química Nova**, São Paulo, v. 32, n. 1, p. 99-105, 2009.

RANNO, S. K.; SILVA, L. S.; GATIBONI, L. C.; RHODEN, A. C. Capacidade de adsorção de fósforo em solos de várzea do Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 1, p. 21-28, 2007.

REUTER, D. J. Developing indicators for monitoring catchment health: the challenges. **Australian Journal Experimental Agriculture**, East Melbourne, v. 38, n. 7 p. 637-648, 1998.

ROGOWSKI, A. S.; WOLF, J. K. Incorporating variability into soil map unit delineations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, n. 1, p. 163-174, 1994.

ROLIM NETO, F. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; COSTA, L. M.; CORRÊA, M. M., FERNANDES FILHO, E. I.; IBRAIMO, M. M. Adsorção de fósforo, superfície específica atributos mineralógicos em solos desenvolvidos de rochas vulcânicas do Alto Paranaíba (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 6, p. 953-964, 2004.

RUHE, R. V. **Quaternary landscapes in Iowa**. Ames: Iowa State University Press, 1969. 255 p.

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D.; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. **Clay Minerals**, London, v.43, n. 1, p. 137-154, 2008.

SCHAEFER, C. E. G. R.; GILKES, R. J.; FERNANDES, R. B. A. EDS/SEM study on microaggregates of Brazilian Latosols, in relation to P adsorption and clay fraction attributes. **Geoderma**, Amsterdam, v. 123, n. 1-2, p. 1-33, 2004.

SCHEINOST, A. C.; CHAVERNAS, A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J. Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to nearinfrared range to identify and quantify Fe oxides in soils. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 46, n. 5, p. 528-536, 1998.

SCHRUMPF, M.; SCHULZE, E. D.; KAISER, K.; SCHUMACHER, J. How accurately can soil organic carbon stocks and stock changes be quantified by soil inventories? **Biogeosciences**, Gottingen, v. 8, n. 5, p. 1193-1212, 2011.

SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and Central Brazil. **Soil Science**, Baltimore, v. 139, n. 4, p. 344-350, 1985.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron oxides. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Ed.). **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: SSSA, 1989. p. 379-438.

SIQUEIRA, D. S.; MARQUES JR. J.; MATIAS, S. S. R.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; BAFFA, O.; OLIVEIRA, L. C. de. Predicting the properties of Brazilian Haplustalfs from magnetic susceptibility measurements. **Soil Use and Management**, Oxford, v. 26, n. 4, p. 425-431, 2010.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil taxonomy**: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd edition. Natural Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture (Handbook 436). 1999.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil Taxonomy**: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Natural Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture (Handbook 436), U.S. Govt. Print. Off: Washington, 1975. 754 p.

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

TERAMOTO, E. R.; LEPSCH, I. F.; VIDAL-TORRADO, P. Relações solo, superfície geomórfica e substrato geológico na microbacia do Ribeirão Marins (Piracicaba-SP). **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 58, n. 2, p. 361- 371, 2001.

TESFAHUNEGN, G. B.; TAMENEC, L.; VLEK, P. L. G. Catchment-scalespatial variability of soil properties and implications on site-specific soil management in northern Ethiopia. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 117, n.1, p. 124-139, 2011.

TORRENT, J. Rapid and slow phosphate sorption by mediterranean soils: effect of iron oxides. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 51, n. 1, p. 78-82, 1987.

THOMPSON, R.; OLDFIELD, F. **Environmental magnetism**. London: Allen & Unwin., 1986. 227 p.

TORRENT, J.; BARRÓN, V.; SCHWERTMANN, U. Phosphate adsorption and desorption by goethites differing in crystal morphology. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 54, n. 4, p. 1007-1012, 1990.

TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; BARRON, V. Fast and slow phosphate sorption by goethite- rich natural materials. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 40, n. 1, p. 14-21, 1992.

TRANGMAR, B. B.; YOST, R. S.; UEHARA, G. Application of geostatistics to spatial studies of soil properties. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 38, n. 1, p. 54-94, 1985.

TROEH, F. R. Landform equations fitted to contour maps. **American Journal Science**, New Haven, v. 263, n. 7, p. 616-627, 1965.

VEREECKEN, H.; WEYNANTS, M.; JAVAUX, M.; PACHEPSKY, Y.; SCHAAP, M. G. van GENUCHTEN, M. T. Using pedotransfer functions to estimate the van Genuchten-Mualem soil hydraulic properties: a review. **Vadose Zone Journal**, Madison v. 9, n. 4, p. 795-820, 2010.

VIDAL TORRADO, P.; LEPSCH, I.F. Morfogênese dos solos de uma topossequência com transição B latossólico x B textural sobre migmatitos em Mococa (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.17, n. 1, p. 109-119, 1993.

VIEIRA, S. R. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. V. H.; SCHAEFER, G. R. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000, v. 1, p. 1-54.

VIEIRA, S. R.; HATFIELD, J. L.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. **Hilgardia**, Berkeley, v. 51, n. 1, p. 1-75, 1983.

VILAR, C. C.; COSTA, A. C. S. da; HOEPERS, A.; SOUZA JÚNIOR, I. G. Capacidade Máxima de adsorção de fósforo relacionada a formas de ferro e alumínio em solos subtropicais, **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 4, p. 1059-1068, 2010.

VISCARRA-ROSSEL, R. A.; WALVOORT, D. J. J.; McBRATNEY, A. B.; JANIK, L. J.; SKJEMSTAD, J. O. Visible, near-infrared, mid-infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. **Geoderma**, Amsterdam, v. 131, n. 1-2, p. 59-75, 2006.

VITORINO, A. C. T.; FERREIRA, M. M.; CURI, N.; LIMA, J. M.; SILVA, M. L. N.; MOTTA, P. E. F. Mineralogia, química e estabilidade de agregados do tamanho de silte de solos da região Sudeste do Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 38, n. 1, p.133-141, 2003.

WEBSTER, R. Quantitative spatial analysis of soil in the field. In: STEWART, B.A. (Ed.). **Advance in soil science**. New York: Springer-Verlag, 1985. v. 3, p. 1-70.

WEBSTER R. Is soil variation random? **Geoderma**, Amsterdam, v. 97, n. 3, p. 149-163, 2000.

WILDING, L. P.; DREES, L. R. Spatial variability and pedology. In: **Pedogenesis and soil taxonomy**. I concepts and interactions. New York: Elsevier, 1983. p. 83-116.

## **CAPÍTULO 2 - Mineralogia da fração argila e suscetibilidade magnética de Latossolos originados de Arenitos do Grupo Bauru em diferentes superfícies geomórficas**

**Resumo** – O avanço nos estudos da variabilidade dos óxidos de ferro e da suscetibilidade magnética, bem como a influência da paisagem nos mesmos sinalizam a estruturação das futuras séries de solo do Sistema Brasileiro de Classificação do Solo e a otimização na delimitação de áreas específicas de manejo. Neste sentido, o objetivo do presente trabalho é avaliar a variabilidade espacial da mineralogia da fração argila e da suscetibilidade magnética em Latossolos de arenito do Grupo Bauru, em diferentes superfícies geomórficas. Uma área de 500 hectares foi delimitada, e uma amostra a cada seis hectares foi coletada na profundidade de 0,0 a 0,20 m. No espigão da área, foi locada uma transeção, e amostras de solos foram coletadas a cada 25 metros. Em cada superfície geomórfica mapeada na área, foram coletadas aproximadamente 20 amostras de solos dispostas nas laterais da transeção. As amostras de solos foram levadas ao laboratório para a realização das análises granulométricas, físicas, mineralógicas e da suscetibilidade magnética. Os resultados das análises foram submetidos às análises estatísticas e geoestatísticas. A natureza dos minerais da fração argila e a suscetibilidade magnética são dependentes da variação do material de origem. A variabilidade espacial da cristalinidade e dos teores dos óxidos de ferro, bem como da suscetibilidade magnética, é dependente da idade das superfícies geomórficas. A superfície mais nova (III) apresenta maior variabilidade espacial destes atributos. Os minerais da fração argila influenciam os atributos físicos do solo. A caracterização da variabilidade espacial dos óxidos de ferro e da suscetibilidade magnética permite a delimitação de áreas homogêneas que podem ser correspondente às futuras séries de solo e às áreas de manejo específico.

**Palavras-chave:** goethita, hematita, caulinita, gibbsita, série de solo, mapeamento de solo.

## 1. Introdução

O Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (SiBCS) está definido até o momento até o quarto nível, o de Subgrupo, e diversas propostas para a definição dos níveis de Família e Série estão sendo testadas. Segundo Oliveira (2009), para discriminar as classes de solo na categoria de série, é imprescindível o conhecimento da população que se deseja classificar e a amplitude dos atributos diagnósticos eleitos. No passado, as tentativas de uso dos óxidos de ferro para fins de classificação do solo, em nível de Grande Grupo e Subgrupo, obtiveram resultados negativos devido à não correlação dos teores e da natureza destes óxidos com as classes de solo existentes no sistema de classificação vigente, assim como no Soil Taxonomy, conforme relatado nos estudos de Rodrigues e Klamt (1978). Atualmente, o teor de ferro expresso na forma de óxidos está presente em nível de Grande Grupo do SiBCS (EMBRAPA 2006). Devido o conceito de série estar intimamente ligado ao uso interpretativo do sistema de classificação para fins agrícolas (OLIVEIRA, 2009), os óxidos de ferro, por apresentarem muitos atributos covariativos, tornam-se possíveis atributos diagnósticos deste nível categórico.

Solos tropicais intemperizados possuem mineralogia da fração argila caracterizada pela predominância de argilominerais do tipo 1:1 e de óxidos e hidróxidos de ferro e de alumínio, associados a minerais do tipo 2:1. Schwertmann e Taylor (1989) afirmaram que goethita e hematita são os minerais de maior ocorrência em solos intemperizados das regiões tropicais e subtropicais e que, geralmente, estes ocorrem associados. As relações entre os óxidos de ferro e de alumínio, e os atributos físicos e químicos são relatadas na literatura (McNEAL et al., 1968; BAHIA FILHO, 1982; CURI; FRANZMEIER, 1984; SCHWERTMANN & KÄMPF, 1985; BORGGAARD et al., 1990; MESQUITA FILHO; TORRENT, 1993; KER, 1995; FERREIRA et al., 1999a,b; PEDROTTI, 2000; MOTTA et al., 2002; VITORINO et al., 2003; AZEVEDO; BONUMÁ, 2004; ROLIM NETO et al., 2004; SCHAEFER et al., 2004; GHIDIN et al., 2006a,b; CAMARGO et al., 2008b; CAMARGO et al., 2013). Segundo Kämpf e Curi (2000), os óxidos e hidróxidos de ferro são importantes indicadores pedogenéticos por terem sua formação influenciada pelas condições do ambiente e por persistirem por longo tempo no solo.

Cunha et al. (2005) verificaram a dependência espacial do tipo de óxidos de ferro nos compartimentos do terreno, separados segundo o modelo de superfícies geomórficas (DANIELS et al., 1971), com resultados idênticos aos relatados por Marques Júnior (1995) em solos desenvolvidos de arenito, que constatou a dependência espacial dos tipos de óxidos de ferro e o condicionamento dos mesmos à idade das superfícies geomórficas. Camargo et al. (2008a) verificaram que a dependência espacial da cristalinidade dos óxidos de ferro e de alumínio, bem como da caulinita, foi condicionada por compartimentos da paisagem em Latossolos de basalto, possibilitando a definição de limites de áreas homogêneas em escalas detalhadas. Verificou-se também a influência dos óxidos de ferro e de sua cristalinidade nos agregados (CAMARGO et al., 2008b) e na disponibilidade do fósforo (CAMARGO et al., 2013) espacialmente, ou seja, dentro dos compartimentos, demonstrando que os limites definidos pelos óxidos de ferro permitem o manejo localizado do solo.

Buscando validar esses resultados em áreas maiores, Barbieri et al. (2009) e Camargo (2009) caracterizaram a mineralogia da fração argila em áreas representativas de 200 hectares de arenitos em diferentes curvaturas do relevo. Estes autores confirmaram que os limites das pedoformas coincidem com o padrão de variabilidade dos minerais da fração argila, bem como a correlação de importantes atributos agronômicos, como o fósforo adsorvido, com estes minerais. Segundo Parsons e Herriman (1976) e Lepsch et al. (1977), estudos das relações solo-geomorfologia possuem impacto benéfico na acurácia dos mapeamentos dos atributos do solo e da classificação do solo em escala regional.

Estes estudos completaram uma lacuna no desenvolvimento de métodos de levantamentos de solos que utilizam critérios de base quantitativa para identificar e delimitar áreas com maior homogeneidade de solos e dentro da conceituação de corpos naturais da pedosfera (HUDSON, 1992). Estes estudos confirmaram a possibilidade de identificar e separar, por métodos geoestatísticos, os limites das superfícies geomórficas e das pedoformas que seriam aproximadamente idênticos aos de corpos (naturais) de solos, a exemplo do que foi feito para limites de atributos internos do solum por Webster (1973).

Recentemente, pesquisadores têm utilizado métodos não destrutivos para a caracterização dos atributos do solo (SIQUEIRA et al., 2010). Dentre esses, a suscetibilidade magnética é reconhecida como um eficiente atributo de avaliação indireta e está relacionada com a mineralogia dos óxidos de ferro das frações areia e argila. A suscetibilidade magnética complementa a caracterização dos minerais da fração argila. A resposta magnética dos sedimentos e dos solos está determinada, predominantemente, pelos minerais magnetita e/ou maghemita. Goethitas e hematitas também possuem uma pequena magnetização, exibindo, portanto, propriedades magnéticas características. Segundo Resende et al. (1986), a cor do solo e a suscetibilidade magnética são importantes atributos geneticamente dependentes do material de origem e do bioclima, e possuem muitos atributos covariativos. Estes mesmos autores defendem o uso desses atributos para a definição dos mais altos e mais baixos níveis categóricos, respectivamente. Becegato e Ferreira (2005), em seus estudos, identificaram os limites de solo com o auxílio da suscetibilidade magnética, constituindo uma ferramenta importante na análise e na descrição detalhada de áreas homogêneas, permitindo o entendimento entre o processo geomorfológico e os atributos do solo.

O avanço nos estudos, neste sentido, sinaliza a estruturação do que seriam equivalentes às futuras séries de solo do SiBCS e a otimização na delimitação de áreas homogêneas para fins de manejo específico, utilizando a caracterização dos óxidos de ferro e da suscetibilidade magnética. Portanto, o objetivo do presente trabalho é avaliar a variabilidade espacial da mineralogia da fração argila e da suscetibilidade magnética em Latossolos de arenito do Grupo Bauru, em diferentes superfícies geomórficas.

## **2. Material e Métodos**

### *2.1 Sistema de amostragem e metodologia de campo*

Com o objetivo de identificar, na paisagem regional, as áreas correspondentes ao alto e baixo topográficos de maior e menor cota, respectivamente, a seleção da área foi norteada pela presença de uma vertente representativa da região. A área selecionada localiza-se no nordeste do Estado de

São Paulo, no Município de Pradópolis, em uma unidade experimental da Usina São Martinho. As coordenadas geográficas são 21° 24' 17" S e 48° 09' 46" W, com altitude média de 640 m acima do nível do mar. O clima da região, segundo a classificação de Köppen, é do tipo mesotérmico com inverno seco (Cwa), com precipitação média de 1.400 mm, com chuvas concentradas no período de novembro a fevereiro. A vegetação natural era constituída por floresta tropical subcaducifolia, sendo o uso atual o cultivo de cana-de-açúcar com sistema de colheita mecanizada. A partir do alto topográfico, foi selecionado o direcionamento da transeção, seguindo o espigão da vertente no sentido das cotas mais baixas, numa distância aproximada de 2.500 metros. Ao longo da transeção, o terreno foi estaqueado a intervalos regulares de 25 metros, nos quais foram feitas mensurações de altitude para a elaboração do perfil altimétrico, utilizando um nível topográfico e GPS, para locação e mensuração de coordenadas de latitude, longitude e altitude, e coletadas amostras de material de solo com o trado, na profundidade de 0,0 a 0,20 m, num total de 100 amostras.

As superfícies geomórficas foram identificadas e mapeadas, utilizando critérios topográficos e estratigráficos, baseados em percepções visuais, em locais onde há descontinuidades ou quebras do grau de inclinação e/ou das formas do terreno, conforme preconizado por Ruhe (1969) e Daniels et al. (1971). O reconhecimento dessas superfícies foi norteado por alguns princípios: - a superfície é mais jovem do que qualquer outra ou material que ela corta; - é mais velha ou contemporânea aos depósitos de vale em posição topográfica inferior; - é mais jovem do que superfícies adjacentes situadas em posição superior e, portanto, mais velha do que superfícies adjacentes situadas em posição inferior; - é mais velha ou contemporânea aos depósitos sobre ela; - é mais jovem do que qualquer estrutura que ela corta em bisel (DANIELS et al.,1971).

Uma área de 500 hectares foi delimitada e georreferenciada, de modo que a transeção ocupasse sua posição central, e uma amostra de solo, a cada seis hectares, foi coletada na profundidade de 0,0 a 0,20 m, num total de 88 amostras. Em cada superfície geomórfica mapeada, foram coletadas aproximadamente 120 amostras de solos dispostas próximas à transeção (20 amostras de cada lado e em cada superfície mapeada), na profundidade de 0,0 a 0,20 m. Estas amostras foram

locadas para avaliar a variabilidade espacial dos atributos do solo. A área correspondente à transeção e às amostras laterais possui 145 hectares (Figura 1).

Nas superfícies geomórficas I e II, os solos foram classificados como Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico, e na superfície geomórfica III, o solo foi classificado como Latossolo Vermelho distrófico (Tabela 1) (EMBRAPA, 2006). O material geológico na área estudada está relacionado aos arenitos do Grupo Bauru, Formação Adamantina, conforme Manzini (1990), IPT (1981) e Brandt Neto (1984).

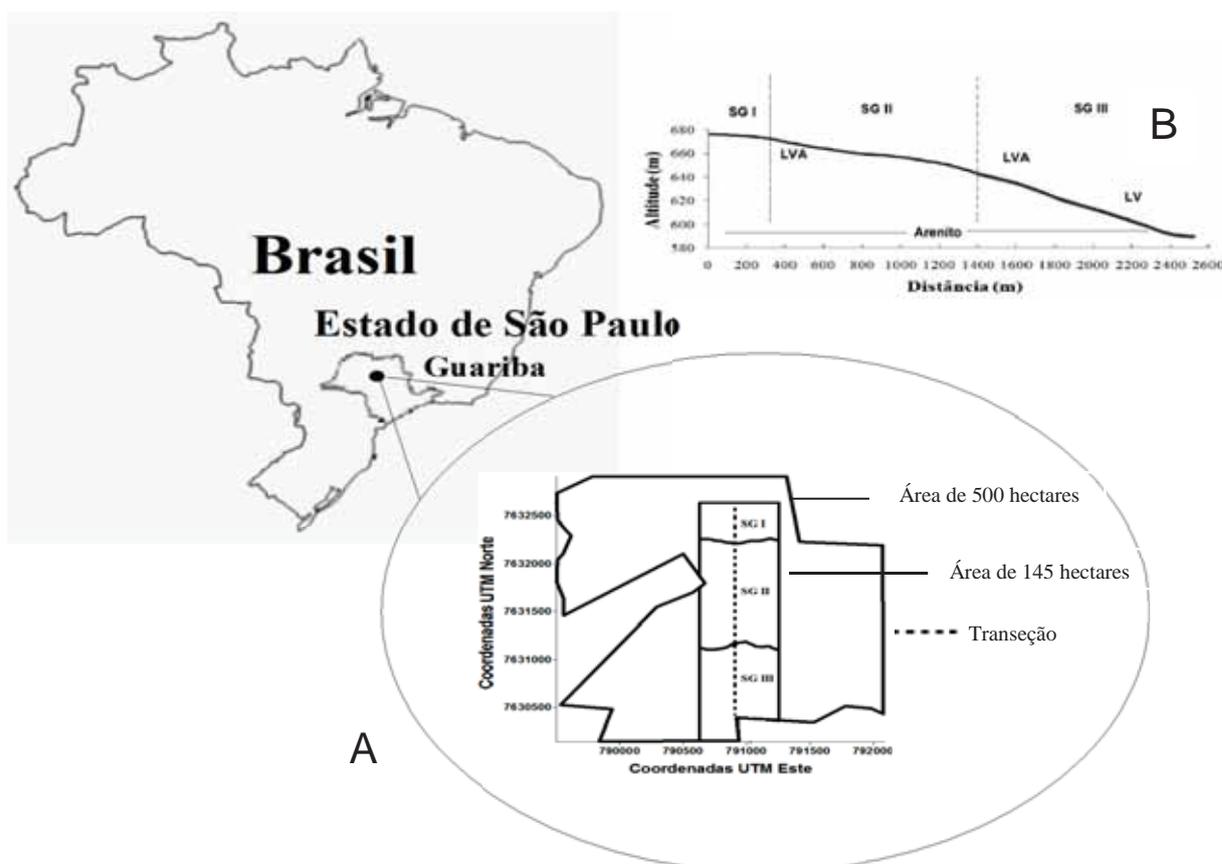


Figura 1. A) Área de estudo; SG= Superfície Geomórfica; B) Transeção: LVA= Latossolo Vermelho-Amarelo; LV= Latossolo Vermelho

## 2.2 Metodologia de laboratório

### 2.2.1 Análises físicas

A análise granulométrica foi realizada, utilizando uma solução de NaOH 0,1 N como dispersante químico e agitação com aparato de baixa rotação (DAY, 1965). A argila foi determinada pelo método da pipeta, a areia grossa e a fina foram separadas por tamisação, e o silte foi calculado por diferença.

Amostras indeformadas foram coletadas para a determinação da porosidade do solo (porosidade total, macroporos e microporos), e estas foram saturadas por 48 h em bandeja com água até dois terços da altura do anel. Após o período de saturação, as amostras foram drenadas no potencial equivalente a -0,006 Mpa, utilizando-se de uma mesa de tensão (EMBRAPA, 1997). Nas mesmas amostras, a densidade do solo foi determinada por meio do método do volume conhecido (EMBRAPA, 1997).

Estas análises foram realizadas nas amostras coletadas na área de 145 hectares.

### 2.2.2 Análise mineralógica

A argila para a análise de difratometria de raios x (DRX) foi separada da amostra de solo pelo método de centrifugação (JACKSON, 1985). Os minerais da fração argila hematita (Hm), goethita (Gt), caulinita (Ct) e gibsitita (Gb) foram caracterizados por DRX em lâminas confeccionadas com material sem orientação (em pó).

A caracterização da Hm e da Gt ocorreu após o tratamento da fração argila com NaOH 5 mol L<sup>-1</sup> (1g argila 100ml<sup>-1</sup> solução), para a concentração dos mesmos, segundo método de Norrish e Taylor (1961), modificado por Kämpf e Schwertmann (1982). A razão Gt/(Gt+Hm) foi obtida após o cálculo das áreas dos reflexos da hematita (012) e goethita (110), nos reflexos dos difratogramas, e nesse caso foi multiplicada a área do pico da Gt (110) pelo valor 0,35, devido à intensidade de 35% da hematita (012) (KÄMPF e SCHWERTMANN, 1998). O diâmetro médio do cristal (DMC) foi calculado a partir da largura à meia altura (LMA) dos reflexos dos minerais Hm (110 e 012) e Gt (110 e 111), usando a equação de Scherrer (KLUG; ALEXANDER, 1974).

Na caracterização da Ct e da Gb, a fração argila foi submetida à eliminação dos óxidos de ferro pelo método ditionito-citrato-bicarbonato (DCB), segundo Mehra e Jackson (1960), e peneirada em malha de 0,10 mm. A razão Caulinita/(Caulinita+Gibbsita) [Ct/(Ct+Gb)] foi calculada empregando-se as áreas dos reflexos da Ct (001) e da Gb (002) dos difratogramas. O DMC da Ct e Gb foi calculado a partir da LMA dos reflexos dos minerais Ct (001) e Gb (002), usando a equação de Scherrer (KLUG; ALEXANDER, 1974).

Tabela 1. Características químicas e físicas dos perfis por superfícies geomórficas.

Perfis	Prof. cm	Horiz.	Cor	pH	$\Delta$ Ph	M.O.	Ca	Mg	K	SB	CTC	V	AG	AF	Silte	Argila	S/A	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--- g kg <sup>-1</sup> ---
Superfície Geomórfica I - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico (LVAd)																				
Perfil 1	0 - 15	A1	5YR 4/6	7,4	6,6	32,84	57,3	7,40	1,41	66,11	78,07	84,69	387	262	58,5	292,5	0,20	48,1	35	
	90 - 1,40	Bw2	5YR 4/4	5,0	4,3	11,33	4,5	2,30	0,80	7,60	38,44	19,78	286	284	69,5	360,5	0,19	58,1	55	
Superfície Geomórfica II - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico (LVAd)																				
Perfil 2	0 - 20	Ap1	5YR 4/5	6,0	4,9	19,37	16,80	5,60	1,72	24,12	51,87	46,50	307	304	74,5	314,5	0,24	59,4	40	
	1,20 - 1,60	Bw2	5YR 4/6	5,1	4,4	10,91	1,90	1,00	3,97	6,87	37,71	18,23	328	228	64,5	379,5	0,17	65,8	55	
Superfície Geomórfica II - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico (LVAd)																				
Perfil 3	0 - 15	Ap1	5YR 4/5	5,90	4,70	16,41	10,10	3,90	2,18	16,18	50,44	32,08	345	326	71	258	0,28	50,0	25	
	1,00 - 1,50	Bw2	5YR 4/5	5,00	4,40	10,17	2,10	0,60	0,04	2,74	40,80	6,71	291	303	73,5	332,5	0,22	61,3	40	
Superfície Geomórfica II - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico (LVAd)																				
Perfil 4	0 - 15	Ap1	5YR 4/4	6,50	5,70	21,21	24,20	10,70	2,94	37,84	58,08	65,16	367	298	77,5	257,5	0,30	46,9	30	
	85 - 1,00	Bw2	5YR 4/5	6,10	5,60	10,68	8,50	2,40	0,80	11,70	28,10	41,65	333	269	59,5	338,5	0,18	50,6	45	
Superfície Geomórfica III - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico (LVAd)																				
Perfil 5	0 - 20	Ap1	5YR 4/5	6,40	5,50	25,32	27,00	9,00	2,48	38,48	63,46	60,64	388	248	76	288	0,26	52,5	35	
	85 - 1,30	Bw2	5YR 4/4	6,50	6,00	9,09	11,80	3,30	0,19	15,29	31,69	48,26	309	243	58	390	0,15	68,9	50	
Superfície Geomórfica III - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico (LVd)																				
Perfil 6	0 - 15	Ap1	2,5YR 4/6	6,10	5,10	27,12	32,20	9,30	2,33	43,83	78,09	56,13	312	192	98	398	0,25	82,1	50	
	1,00 - 1,40	Bw2	2,5YR 5/6	6,50	5,90	9,62	18,20	2,90	0,19	21,29	39,51	53,90	264	182	76	478	0,16	96,2	55	

AG = Areia grossa; AF = Areia fina; Por. = Porosidade do solo; S/A = Relação silte/argila.

O difratômetro utilizado foi o Mini-Flex II- Rigaku, empregando-se cátodo de cobre com filtro de níquel e radiação  $\alpha$  (20mA, 30Kv). A velocidade de varredura empregada foi de  $1^\circ 2\theta$ /minuto com amplitude de 23 a  $49^\circ 2\theta$  para a caracterização da Hm e Gt, e de 11 a  $19^\circ 2\theta$  para a caracterização da Ct e Gb.

No cálculo do teor de substituição isomórfica do ferro pelo alumínio na Gt, foram utilizados os procedimentos sugeridos por Schulze (1984), que propõe a seguinte equação:

$$\text{molAl}\% = 1730 - 572.c \quad (1)$$

$$\text{em que, } c = 1 / (1/d_{111}^2 - 1/d_{110}^2)^{1/2}.$$

Já, para o cálculo do teor de substituição isomórfica do ferro pelo alumínio na Hm, foi utilizada a equação proposta por Schwertmann et al. (1979):

$$\text{molAl}\% = 3098,8 - 615,12.a_0 \quad (2)$$

$$\text{em que, } a_0 = 2 d_{110}.$$

A determinação dos teores de ferro relativo à totalidade dos óxidos de ferro pedogenéticos extraídos por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (Fed) seguiu a metodologia de Mehra e Jackson (1960), e a determinação dos teores de ferro extraídos por oxalato de amônio (Feo) relativos aos óxidos de ferro pedogenéticos de baixa cristalinidade seguiu a metodologia citada por Camargo et al. (1986).

Para a obtenção das estimativas do teor de Gt, o teor de ferro cristalino foi multiplicado pela razão  $Gt/(Gt+Hm)$  e por 1,59. Já para a hematita, multiplicou-se o teor de ferro cristalino por 1,43, após ser subtraído deste valor a quantidade de ferro correspondente à Gt (Dick, 1986), conforme as equações:

$$[(Gt/Gt+Hm)] \times (\text{Fed}\% - \text{Feo}\%) = \% \text{FeGt}; \quad (3)$$

$$\text{FeGt}\% \times 1,59 = \text{FeOOH} = \% \text{Gt}; \quad (4)$$

$$\text{FeGt}\% - (\text{Fed}\% - \text{Feo}\%) = \text{FeHm}\%; \quad (5)$$

$$\text{FeHm}\% \times 1,43 = \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Hm}\%. \quad (6)$$

A mineralogia da fração argila foi caracterizada em todas as amostras da área de estudo.

### 2.3 Suscetibilidade magnética

A suscetibilidade magnética foi analisada pelo medidor MS2, de Bartington Instruments Ltda., o qual foi acoplado a um sensor de laboratório MS2B de duas

frequências. Com este sensor, foi possível medir a suscetibilidade magnética, utilizando um campo magnético baixo e alternado, de intensidade de  $\sim 80 \text{ A m}^{-1}$  ( $10^{-4} \text{ T}$ ) e de frequência variada. A suscetibilidade magnética foi medida especificamente em baixa frequência (465 Hz).

#### *2.4 Análise estatística e geoestatística dos dados*

A variabilidade dos atributos do solo foi, primeiramente, avaliada pela análise exploratória dos dados, calculando-se a média, a mediana, o coeficiente de variação e os coeficientes de assimetria e de curtose. A diferença das médias entre as superfícies geomórficas foi testada pelo teste de Tukey. A análise da dependência espacial dos dados foi realizada pela geoestatística (MATHERON, 1963; ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989; VIEIRA et al., 1983), utilizando-se do semivariograma. Para a determinação da dependência espacial, foi utilizado o programa GS<sup>+</sup> (ROBERTSON, 1998), e para modelagem e ajuste do semivariograma, foram considerados os modelos esférico, exponencial e gaussiano (MCBRATNEY; WEBSTER, 1983).

### **3. Resultados e Discussão**

Os difratogramas da fração argila dos solos (Apêndice A) revelaram a presença de goethita (Gt), hematita (Hm), caulinita (Ct), gibbsita (Gb) e o reflexo do mineral anatásio, em todas as amostras, confirmando os estudos de Schwertmann e Taylor (1989). Também foi observado o reflexo do NaCl que foi utilizado como padrão interno para a correção dos desvios no posicionamento (d), que ocorrem em aparelhos quando se difratam óxidos de ferro. Na Tabela 2, estão apresentados os atributos granulométricos e, nas Tabelas 3, 4 e 5, estão apresentados os atributos mineralógicos da fração argila, bem como a suscetibilidade magnética nas três superfícies geomórficas (SG).

Os maiores teores de argila e silte, e os menores teores de areia encontram-se na SG III. Isso pode ser explicado por uma variação do pacote arenítico, mais arenoso no topo, com aumento do teor de argila nas cotas mais baixas. Os arenitos da Formação Adamantina apresentam granulação fina, via de regra com estratificação cruzada, em alternância com materiais ricos em argila, como os

lamitos (SOARES et al.,1980). Na área do presente estudo, os maiores teores de argila, maiores teores de  $Fe_2O_3$ , aliados à transição do Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico para Latossolo Vermelho Distrófico, são indícios de que a SG III está sobre uma região com influência destes lamitos, que se caracterizam por uma concentração maior de sedimentação de argila.

Tabela 2. Estatísticas descritivas dos atributos granulométricos da área de 145 hectares.

	SG	Média	Mediana	Var.	Máx.	Mín.	Assimetria	Curtose	DP <sup>(1)</sup>	CV <sup>(2)</sup>
Argila <sup>(3)</sup>	I	336,07b	336	282,73	377	302	0,18	-0,05	16,8	5,0
	II	317,05b	317	1283,26	434	204	-0,06	1,00	35,8	11,3
	III	426,48a	411	6431,94	607	196	0,28	-0,06	80,2	18,8
AT <sup>(3)</sup>	I	611,30b	614	297,79	647	553	-0,85	2,24	17,3	2,8
	II	643,14a	646	1560,97	762	482	-0,54	2,23	39,5	6,1
	III	508,0c	538	11798,10	746	261	-0,71	-0,33	108,6	21,4
Silte <sup>(3)</sup>	I	52,63c	49	340,81	121	28	1,43	3,31	18,5	35,1
	II	39,81b	38	192,52	84	16	0,76	0,62	13,9	34,8
	III	65,56a	54	1229,51	148	19	0,94	-0,20	35,1	53,5

<sup>(1)</sup>Desvio-Padrão; <sup>(2)</sup>Coefficiente de Variação (%); <sup>(3)</sup>g kg<sup>-1</sup>. SG=Superfície Geomórfica; Var.=Variância; Mín.=Mínimo; Máx.=Máximo; AT=Areia Total. Médias seguidas de mesma letra na vertical não diferem entre si pelo teste de Tukey (5 % de probabilidade).

Solos advindos de áreas sobre influência deste material possuem peculiaridades que afetam seus atributos físicos e químicos e, portanto, devem ser estudados para a devida adequação do uso e do manejo.

Quanto à cristalinidade dos óxidos de ferro, observa-se que a cristalinidade da Gt (111) apresentou diferença estatística significativa entre a SG III, e as demais superfícies. Na SG III a Gt (111) apresentou-se com o maior grau de cristalinidade, confirmado pelos maiores valores do diâmetro médio do cristal (DMC). O contrário ocorreu com o mineral hematita, que apresentou diferença significativa para largura a meia altura (LMA), com exceção da Hm (012), e do DMC entre a SG I e as demais, e menor grau de cristalinidade nas superfícies II e III (Tabela 3).

A substituição isomórfica (SI) da Gt e Hm apresentou maior valor onde os cristais se apresentaram com menor grau de cristalinidade (Tabela 4). Estes resultados se devem ao fato de a substituição isomórfica do ferro pelo alumínio, na estrutura dos cristais, provocar uma contração na cela unitária, diminuindo a dimensão dos cristais e conferindo a esses óxidos menor grau de cristalinidade (NORRISH; TAYLOR, 1961; SCHWERTMANN; CARLSON, 1994).

Tabela 3. Estatísticas descritivas da largura a meia altura (LMA) e do diâmetro médio do cristal (DMC) dos óxidos de ferro da fração argila, da área de 145 hectares, na profundidade 0,0 a 0,2 m.

	SG	Média	Med.	Min.	Máx.	Var.	Assim.	Curtose	DP <sup>(1)</sup>	CV <sup>(2)</sup>
LMA <sub>gt110</sub>	I	0,310a	0,310	0,180	0,670	6E-03	2,41	10,66	0,08	25,99
	II	0,337a	0,330	0,140	0,650	5E-03	0,76	3,52	0,07	22,31
	III	0,356a	0,340	0,110	0,690	0,02	0,19	-0,93	0,14	40,17
LMA <sub>gt111</sub>	I	0,601a	0,610	0,180	0,900	36E-03	-0,420	-0,38	0,19	31,72
	II	0,598a	0,590	0,170	0,980	33E-03	-0,074	-0,43	0,18	30,54
	III	0,366b	0,320	0,110	0,880	35E-03	1,23	1,01	0,19	51,64
LMA <sub>hm110</sub>	I	0,161b	0,150	0,070	0,360	2E-03	1,81	6,04	0,05	31,30
	II	0,185a	0,190	0,020	0,320	2E-03	-0,31	1,10	0,04	26,88
	III	0,183a	0,180	0,01	0,380	2E-03	0,12	5,48	0,04	25,84
LMA <sub>hm012</sub>	I	0,255b	0,200	0,140	0,560	9E-03	2,39	5,63	0,09	44,22
	II	0,243b	0,240	0,120	0,540	3E-03	1,67	6,37	0,06	25,66
	III	0,263a	0,270	0,180	0,480	2E-03	0,95	1,93	0,53	20,60
DMC <sub>gt110</sub>	I	28,81a	27,41	12,66	47,28	41,46	0,63	1,77	6,43	22,35
	II	26,04a	25,73	13,10	52,68	33,52	1,51	5,47	5,79	26,15
	III	28,76a	24,78	12,28	76,00	197,25	1,26	1,21	14,04	48,83
DMC <sub>gt111</sub>	I	16,32b	14,04	9,42	48,93	73,54	5,45	6,42	8,57	52,40
	II	15,92b	14,25	8,55	49,70	48,54	2,33	7,25	6,96	43,76
	III	28,55a	27,11	9,50	56,76	157,65	0,53	-0,53	12,55	43,97
DMC <sub>hm110</sub>	I	57,83a	56,97	24,65	91,48	214,09	0,32	0,69	14,63	25,30
	II	49,12b	47,16	27,73	91,41	151,24	0,98	1,11	12,29	25,04
	III	48,01b	48,69	22,05	74,40	79,16	0,06	0,69	8,89	18,53
DMC <sub>hm012</sub>	I	66,47a	65,60	22,37	108	333,02	-0,13	0,614	18,24	27,45
	II	57,43b	55,76	20,50	102,55	208,00	0,50	1,16	14,42	25,15
	III	51,13b	50,23	21,32	73,80	114,90	0,033	-0,21	10,71	20,96

<sup>(1)</sup>Desvio-Padrão; <sup>(2)</sup>Coefficiente de Variação (%). SG=Superfície Geomórfica; Med.=Mediana; Min.=Mínimo; Máx.=Máximo; Assim.=Assimetria; Var= Variância; LMA=Largura a Meia Altura ( $^{\circ}2\theta$ ); DMC=Diâmetro Médio do Cristal (nm); Gt=goethita; Hm=Hematita. Médias seguidas de mesma letra na vertical não diferem entre si pelo teste de Tukey (5% de probabilidade).

Os teores de Gt e Hm foram maiores, significativamente, na SG III, em relação às demais superfícies. Observou-se que, em todas as SGs os teores de Hm são maiores que os teores de Gt, porém nota-se maior razão Gt/(Gt+Hm) nas SG I e II (Tabela 4) revelando uma diferença um pouco menos acentuada que aquela encontrada na SG III. Este resultado concorda com a cor mais amarelada dos solos nas SG I e II (Tabela 1). Os maiores teores dos óxidos de ferro extraídos por ditionito-citrato-bicarbonato (Fed) e extraídos por oxalato de amônio (Feo) foram encontrados na SG III, estando de acordo com os maiores valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> desta superfície e confirmando a variabilidade no material de origem.

Tabela 4. Estatísticas descritivas da substituição isomórfica (SI), teores dos óxidos de ferro da fração argila e suscetibilidade magnética (SM) da área de 145 hectares, na profundidade 0,0 a 0,2 m.

	SG	Média	Med.	Mín.	Máx.	Var.	Assim.	Curtose	DP <sup>(1)</sup>	CV <sup>(2)</sup>
SiHm	I	5,77b	5,5	1	15	17,20	0,67	-0,35	4,14	74,69
	II	7,63a	7,0	1	16	15,23	0,46	-0,07	3,9	51,14
	III	8,74a	9	1	16	15,25	-0,02	-0,65	3,9	44,67
SiGt	I	27,33a	28	13	36	28,47	-0,70	0,22	5,33	19,55
	II	27,41a	29	9	36	45,19	-0,83	-0,12	6,72	24,52
	III	17,37b	17	4	35	50,44	0,55	0,06	7,10	40,87
Gt/(Gt+Hm)	I	0,29a	0,30	0,17	0,40	1E-03	-0,15	0,13	0,04	16,63
	II	0,32a	0,33	0,11	0,56	75E-03	-0,02	0,017	0,08	27,01
	III	0,21b	0,20	0,07	0,57	96 E-03	1,57	3,42	0,09	45,93
Gt <sup>(3)</sup>	I	20,4b	19,7	9,6	37,5	30,25	0,75	1,57	5,5	27,01
	II	19,7b	19,1	7,9	41,0	35,29	1,24	2,92	5,9	30,14
	III	38,4a	41,4	6,5	86,2	396,35	0,23	-0,30	19,91	51,85
Hm <sup>(3)</sup>	I	34,1b	35,5	19,1	53,6	32,78	0,51	3,91	5,72	16,77
	II	31,9b	31,0	15,3	58,6	66,12	0,82	1,80	8,13	25,51
	III	65,5a	61,4	9,3	123,30	400,95	0,51	1,69	20,02	30,55
Fe <sub>d</sub> <sup>(3)</sup>	I	39,3b	40,0	26,9	44,6	14,10	-1,19	1,95	3,75	9,55
	II	39,7b	38,6	24,8	69,9	67,00	1,51	3,50	0,81	20,60
	III	64,4a	60,4	18,6	109,9	318,78	0,56	0,05	17,85	27,71
Fe <sub>o</sub> <sup>(3)</sup>	I	5,3b	5,5	2,2	7,3	1,27	-0,87	1,18	1,12	21,00
	II	5,3b	5,3	2,6	9,1	1,14	0,70	1,74	1,06	20,04
	III	6,8a	6,8	3,2	10,8	2,68	0,17	-0,39	1,63	24,03
SM	I	0,203b	0,192	0,175	0,363	1E-03	3,59	15,81	0,03	16,19
	II	0,281b	0,240	0,128	0,630	0,01	1,13	0,75	0,11	41,89
	III	1,046a	0,770	0,148	2,91	0,37	1,36	1,03	0,61	58,58

<sup>(1)</sup>Desvio-Padrão; <sup>(2)</sup>Coefficiente de Variação (%); <sup>(3)</sup> teor em g kg<sup>-1</sup>. SG=Superfície Geomórfica; Med.= mediana; Mín.=Mínimo; Máx.=Máximo; Var=Variância; Assim.=Assimetria; Fe<sub>d</sub>=ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Fe<sub>o</sub>=ferro extraído por oxalato de amônio; SM=suscetibilidade magnética (10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup>); Gt=goethita; Hm=Hematita. Médias seguidas de mesma letra na vertical não diferem entre si, pelo teste de Tukey (5% de probabilidade).

Solos localizados em superfícies no topo da paisagem tendem a ter menos umidade e maiores temperaturas (CURI; FRANZMEIER, 1984), favorecendo, assim, a etapa de desidratação da ferrihidrita à hematita (TORRENT et al., 1982; KÄMPF; SCHWERTMANN, 1983). Na SG I, o pH encontra-se em torno de 7,4 na profundidade amostrada para o estudo dos minerais (Tabela 1). Segundo Schwertmann e Murad (1983), o pH próximo à neutralidade favorece a agregação da ferrihidrita e, conseqüentemente, a formação da hematita. Isto está de acordo com os resultados encontrados de maior grau de cristalinidade da hematita nos solos que ocorrem na SG I, mais velha e mais estável.

Na SG III, o material de origem pode estar fornecendo maior teor de ferro para a formação da hematita, porém estas de menor grau de cristalinidade. Entretanto, nesta SG, encontram-se condições favoráveis para o aumento do grau de cristalinidade da goethita. Segundo Schwertmann e Taylor (1989), a matéria orgânica favorece a formação da goethita em relação à hematita. Neste contexto, o

papel da matéria orgânica consiste em complexar o ferro, inibindo a formação da ferrihidrita, precursora obrigatória da hematita (CURI; FRANZMEIER, 1984). Porém, no presente estudo, a influência da matéria orgânica pode estar afetando o grau de cristalinidade deste mineral e não o teor do mesmo.

Curi e Franzmeier (1984) relatam que, além de processos geoquímicos, a posição dos solos na paisagem atua na cristalinidade dos óxidos de ferro e encontraram goethitas de menor grau de cristalinidade nas posições mais baixas da paisagem, o que discorda do presente estudo. Porém, ressalta-se que o material de origem na área de estudos de Curi e Franzmeier (1984) era o produto de alteração de rochas basálticas. Estes resultados indicam que a variação do material de origem impõe precauções nas generalizações feitas sobre a formação dos óxidos de ferro no contexto das relações solo-paisagem.

A suscetibilidade magnética também foi maior na SG III, estando de acordo com os maiores teores de argila e óxido de ferro nesta superfície. A origem mineralógica da suscetibilidade magnética de solos com baixos teores de minerais ferrimagnéticos não pode ser identificada somente pela técnica de difração de raios x (LUQUE, 2008). Fontes et al. (2000) mencionaram que o comportamento magnético é mais evidente em solos cuja fração argila é maior. Isso ocorre porque, na fração areia, a magnetita, é oxidada diretamente em hematita, enquanto na fração argila a magnetita é oxidada em maghemita (Singer et al.,1995). Os solos do presente estudo são de origem arenítica, e os valores de suscetibilidade magnética estão, em média, relativamente abaixo daqueles característicos da maghemita ( $2,86$  a  $4,40 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ) (THOMPSON; OLDFIELD, 1986), porém o valor máximo encontrado para suscetibilidade magnética de  $2,91 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  na SG III sinaliza a necessidade de estudos que investiguem a presença de minerais ferrimagnéticos nestes solos. Luque (2008), em seus estudos, concluiu que a suscetibilidade magnética inferior à  $0,06 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  foi atribuída aos componentes ferrimagnéticos como magnetitas, maghemitas e hidromaghemitas de origem pedogenética.

As extrações de ferro com o ditionito-citrato-bicarbonato, o oxalato de amônio e com o  $\text{H}_2\text{SO}_4$  em diversas concentrações e tempo de exposição (Apêndice B) sinalizaram que os maiores valores da SM na SG III podem ser atribuídos, além dos altos teores de goethita e hematita, à magnetita litogenética de tamanho muito

pequeno, uma vez que solos originados deste material de origem podem conter traços deste mineral (COELHO, 1998). Observa-se que na amostra da SG III as medidas de suscetibilidade magnética mantiveram-se constantes em valores elevados após sucessivas extrações (Figura 3B). Este resultado se deve ao fato de a magnetita litogenética de tamanho muito pequeno não ser dissolvida pelo  $H_2SO_4$ .

Os minerais caulinita e gibbsita apresentaram comportamento contrário, ou seja, a caulinita apresentou menor grau de cristalinidade na superfície III, e a gibbsita apresentou maior grau de cristalinidade nesta superfície (Tabela 5). Quanto à razão  $Ct/(Ct+Gb)$ , houve diferença estatística significativa entre todas as superfícies geomórficas e os menores valores, ou seja, a menor proporção de Ct em relação a Gb foi encontrada na superfície III.

Pesquisas desenvolvidas por Rodrigues e Klamt (1978), estudando as relações solo-geomorfologia em áreas de Cerrado do Brasil, conseguiram estabelecer compartimentos do relevo onde o conteúdo de gibbsita dos solos diminuiu das superfícies mais antigas para as mais recentes. De acordo com Cunha et al. (2005), o conteúdo de caulinita do solo decresce significativamente da SG mais velha para a rejuvenescida e coincide com o aumento da mineralogia oxidica, provavelmente ligada ao tempo de evolução pedogenética e ao material de origem basáltico. Porém, no presente estudo, o maior grau de cristalinidade e a maior proporção da caulinita em relação à gibbsita nas superfícies mais velhas estão relacionados aos maiores teores de areia destas superfícies e conseqüentemente maior liberação de sílica.

O quartzo presente nas frações finas da areia pode estar atuando como fonte contínua de sílica (LEPSCH et al., 1977; FURIAN et al., 2002) mantendo a alta atividade de silício no meio e, conseqüentemente, favorecendo a formação da caulinita (LINDSAY, 1979) em relação a gibbsita. Já na superfície III, além dos menores teores de areia, ocorrem, nesta superfície, os maiores teores de  $Fe_2O_3$ , o que favorece a formação da gibbsita, pois, segundo Resende et al. (2005), o Fe contribui para dificultar a cristalização da caulinita, favorecendo a gibbsita.

Tabela 5. Estatísticas descritivas dos atributos da caulinita e da gibbsita da fração argila da área de 145 hectares, na profundidade 0,0 a 0,2 m.

	SG	Média	Med.	Mín.	Máx.	Var.	Assim.	Curtose	DP <sup>(1)</sup>	CV <sup>(2)</sup>
LMA <sub>ct</sub>	I	0,487b	0,478	0,381	0,600	1E-03	0,72	1,98	0,04	8,54
	II	0,484b	0,477	0,359	0,700	1E-03	1,07	2,65	0,05	12,31
	III	0,555a	0,547	0,376	0,740	1E-03	0,17	0,42	0,06	12,36
LMA <sub>gb</sub>	I	0,296ab	0,298	0,228	0,371	1E-03	-0,02	-0,99	0,04	13,64
	II	0,307a	0,293	0,232	0,490	1E-03	1,60	2,70	0,05	17,53
	III	0,270b	0,266	0,211	0,490	1E-03	1,82	4,98	0,04	17,38
DMC <sub>ct</sub>	I	17,24a	17,40	13,80	21,90	2,07	0,18	2,53	1,43	8,35
	II	17,35a	17,50	6,80	23,20	5,42	-0,94	4,76	2,32	13,42
	III	15,22b	15,20	11,30	22,20	22,20	0,83	1,81	1,95	12,83
DMC <sub>gb</sub>	I	28,70b	28,00	22,70	37,40	15,98	0,58	0,51	3,99	13,93
	II	27,89b	28,20	17,00	36,20	17,93	-0,60	0,23	4,23	15,18
	III	31,25a	31,60	17,10	39,80	21,07	-0,53	0,41	4,58	14,67
Ct/(Ct+Gb)	I	0,77a	0,78	0,43	0,97	1E-03	-2,15	13,56	0,07	9,71
	II	0,70b	0,70	0,45	0,84	1E-03	-0,41	1,05	0,06	9,71
	III	0,57c	0,60	0,22	0,83	1E-03	-0,58	2,42	0,09	16,00

<sup>(1)</sup>Desvio-Padrão; <sup>(2)</sup>Coefficiente de Variação (%). SG=Superfície Geomórfica; Med.=Mediana; Mín.=Mínimo; Máx.= Máximo; Assim.=Assimetria; LMA=Largura a Meia Altura ( $^{\circ}2\theta$ ); DMC=Diâmetro Médio do Cristal (nm); Ct=Caulinita; Gb= Gibbsita. Médias seguidas de mesma letra na vertical não diferem entre si, pelo teste de Tukey (5 % de probabilidade).

Observa-se que os maiores coeficientes de variação (CV) da razão Gt/(Gt+hm), dos teores dos óxidos de ferro e da SM, foram encontrados na SG III (Tabela 4), bem como a presença de duas classes de solo na mesma (Figura 1 e Tabela 1), indicando maior variabilidade destes atributos nesta SG. Isto ocorre devido à SG III estar em uma posição menos estável da paisagem, corroborando os estudos de Daniels et al. (1970), Parsons et al. (1970), Gamble et al. (1970) e Lepsch et al. (1977). Os mesmo autores afirmam que solos em superfícies geomórficas mais novas apresentam maior variação de seus atributos. Cunha et al. (2005) observaram maiores CVs dos óxidos de ferro da fração argila em superfícies mais novas estudadas.

Neste sentido, a sequência temporal das SGs não apresentou relação com a natureza dos minerais da fração, porém influenciou o grau de cristalinidade dos mesmos e a variabilidade, principalmente, dos óxidos de ferro. Os teores dos óxidos de ferro, bem como a suscetibilidade magnética do solo, foram relacionados com a variação litológica ocorrida na área. Estes resultados ressaltam a importância do conhecimento da estratigrafia do terreno para o entendimento das relações de causa e efeito quando se aplicam os conceitos de SG para entender os solos como corpos naturais.

Na Tabela 6, encontram-se os atributos densidade do solo (Ds) e de porosidade. Na SG III foram encontrados os menores valores de Ds, os maiores

valores de porosidade total e de microporosidade que podem ser atribuídos à mineralogia da fração argila desta SG. Os óxidos de ferro e de alumínio contribuem para a agregação do solo, agindo como agentes cimentantes (LUTZ, 1936 ; KROTH; PAGE, 194; SCHWERTMANN; KÄMPF,1985; FERREIRA et al., 1999; INDA JUNIOR et al., 2007; CAMARGO et al., 2008b), aumentando a porosidade e diminuindo a Ds (FERREIRA et al., 1999b; GHIDIN et al., 2006). Estes resultados sinalizam o potencial que a caracterização da mineralogia da fração argila possui no entendimento dos atributos físicos do solo. Assim, as superfícies geomórficas, que delimitam a ocorrência e a cristalinidade dos minerais da fração argila, podem ser usadas como áreas mínimas de manejo do solo, pois também delimitam o comportamento dos atributos físicos do solo.

Tabela 6. Médias da densidade (Ds) e porosidade do solo na profundidade de 0,00 a 0,20 m.

	Superfície I	Superfície II	Superfície III
Ds (MG m <sup>-3</sup> )	1,59ba	1,63a	1,57b
VTP (%)	37,42ba	36,02b	38,83a
Micro (%)	30,49b	28,62c	31,89a
Macro (%)	6,6a	7,1a	6,9a

Médias seguidas de mesma letra na horizontal não diferem entre si pelo teste de Tukey (5 % de probabilidade). VTP= volume de poros totais; Micro= microporosidade; Macro= macroporosidade.

Os resultados da análise geoestatística da área de 145 hectares, que compreende a área da transeção e das laterais da mesma, demonstraram que os atributos estudados apresentaram dependência espacial, com exceção da LMA Gt (110) e da SI Hm (Tabela 7 e Apêndice C). O modelo esférico ajustou-se aos dados dos semivariogramas dos atributos que apresentaram dependência espacial com exceção do teor de Gt, razão Gt/(Gt+Hm), Fed, Feo, SM e LMA Ct, que apresentaram o modelo gaussiano ajustado aos semivariogramas.

Para os atributos que apresentaram dependência espacial na área de 145, hectares foram construídos mapas de distribuição espacial (Figuras 2, 3 e 4). No mapa da LMA da Gt (111) (Figura 2a), os maiores valores foram observados nas superfícies I e II, e os menores, na SG III. Porém, não é claro o limite entre a SG I e II, o que não ocorre com o limite entre a SG II e III. Os mapas do DMC da Gt (110 e 111) (Figuras 2d e g) apresentaram padrões semelhantes, onde ocorre a transição nítida entre as superfícies II e III (Figura 2).

O mineral hematita apresentou maior grau de cristalinidade (menor LMA e maior DMC) na SG I e apresentou o limite entre esta SG e a SG II, correspondente ao encontrado no campo (Figura 2).

Tabela 7. Parâmetros dos modelos ajustados aos semivariogramas dos atributos estudados na área de 145 hectares.

Atributos	Modelo	C <sub>0</sub>	C <sub>0</sub> + C <sub>1</sub>	GDE	Alcance(m)	R <sup>2</sup>	SQR
LMA <sub>Gt110</sub>	EPP						
LMA <sub>Gt111</sub>	Esférico	0,02	0,035	0,58	509,30	0,602	1,3E-04
LMA <sub>Hm110</sub>	Esférico	96E-05	16E-04	0,60	628,05	0,730	2,2E-07
LMA <sub>Hm012</sub>	Esférico	15E-04	22E-04	0,69	773,62	0,532	2,9E-07
DMC <sub>Gt110</sub>	Esférico	37,17	65,54	0,57	267,76	0,398	374,0
DMC <sub>Gt111</sub>	Esférico	56,40	112,90	0,50	721,00	0,866	680,0
DMC <sub>Hm110</sub>	Esférico	86,34	134,56	0,64	772,18	0,719	955,0
DMC <sub>Hm012</sub>	Esférico	124,60	187,95	0,66	968,73	0,717	2088,0
SI Gt	Esférico	27,84	46,50	0,60	485,77	0,630	201,0
Si Hm	EPP						
Teor de Gt	Gaussiano	72,05	152,42	0,47	744,25	0,941	919,0
Teor de Hm	Esférico	54,90	281,80	0,19	1144,00	0,968	3084,0
Gt/(Gt+Hm)	Gaussiano	56E-04	0,012	0,46	604,00	0,987	1,2E-06
Fed	Gaussiano	38,70	311,10	0,12	1054,00	0,988	1560,0
Feo	Gaussiano	1,09	2,53	0,43	591,00	0,916	0,45
SM	Gaussiano	0,04	0,41	0,09	800,61	0,936	2E-02
LMA <sub>Ct</sub>	Gaussiano	19E-04	49E-04	0,39	766,00	0,922	1,3E-06
LMA <sub>Gb</sub>	Esférico	10E-04	15E-04	0,68	721,62	0,897	5,3E-08
DMC <sub>Ct</sub>	Esférico	2,69	6,63	0,41	1053,00	0,652	11,5
DMC <sub>Gb</sub>	Esférico	23,80	36,66	0,65	927,63	0,946	14,7
Ct/(Ct+Gb)	Esférico	49E-05	18E-04	0,27	297,00	0,557	8,0E-07

C<sub>0</sub> = efeito pepita; C<sub>0</sub>+C<sub>1</sub> = patamar; R<sup>2</sup> = coeficiente de determinação do modelo; GDE (C<sub>0</sub>/(C<sub>0</sub> + C) \*100) = grau de dependência espacial (moderada: entre 25 e 75 %, fraca: > 75 % e forte: ≤ 25 %); SQR= soma dos quadrado dos resíduos; EPP = efeito pepita puro; LMA = Largura a meia altura; DMC = diâmetro médio do cristal; SI = substituição isomórfica de Fe por Al; Fed = ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Feo= ferro extraído por oxalato de amônio; SM= Suscetibilidade magnética; Gt= goethita; Hm= Hematita; Ct= Caulinita; Gb= Gibbsita.

Os mapas dos teores de Gt, Hm, Fed, Feo e da SM apresentaram distribuições espaciais semelhantes, menores valores nas SGs I e II e maiores na SG III (Figura 3), concordando com o limite entre os solos LVA e LVd e com a presença do material de origem mais argilosa e com o maior teor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> na SG III (Tabela 2).

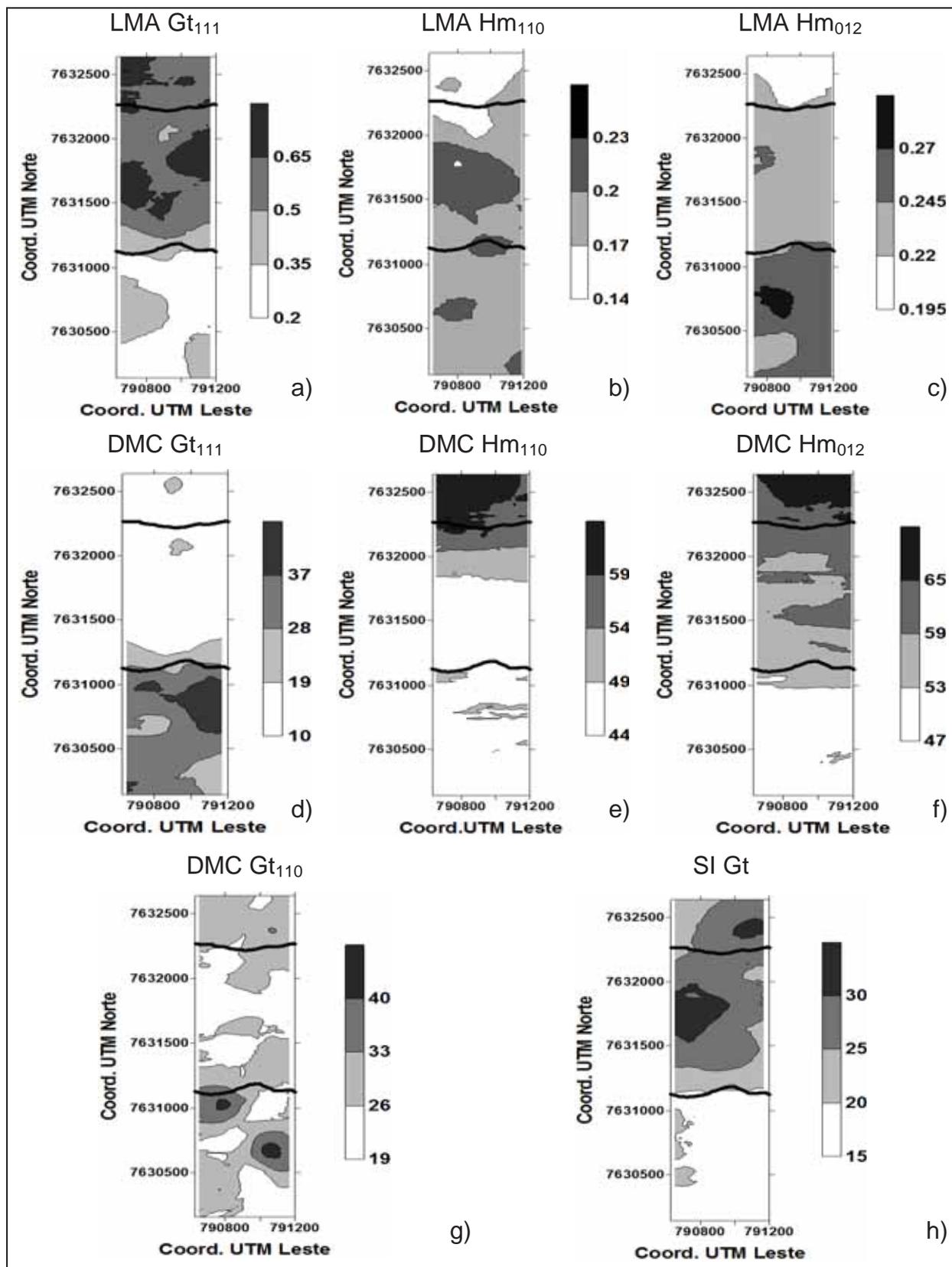


Figura 2. Mapas dos atributos LMA (largura a meia altura), DMC (diâmetro médio do cristal) e SI (substituição isomórfica de Fe por Al), dos óxidos de ferro da área de 145 hectares. Gt= goethita e Hm=hematita.

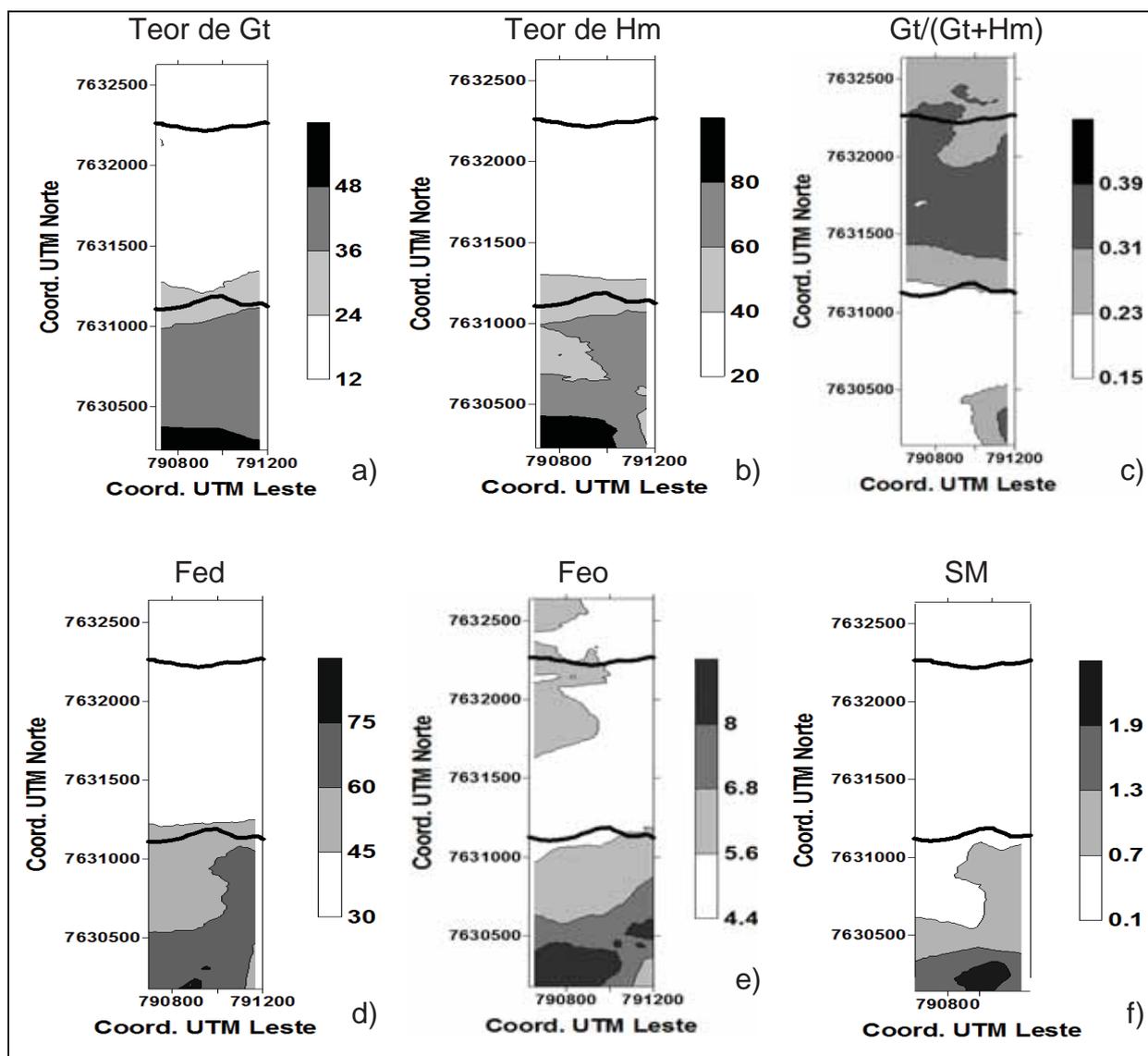


Figura 3. Mapas dos atributos teores dos óxidos de ferro, razão Gt/(Gt+Hm), SM (susceptibilidade magnética), Fed (ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato) e Feo (ferro extraído por oxalato de amônio), da área de 145 hectares. Gt= goethita e Hm=hematita.

O mineral caulinita apresentou o maior grau de cristalinidade nas SGs I e II, e o mineral gibbsita apresentou o maior grau e cristalinidade na SG III. Estes resultados confirmam o teste de média para ambos os minerais.

Os mapas, principalmente dos teores de óxidos de ferro (Gt, Hm, Fed e Feo) e da SM, confirmam a idade da SG III (mais nova) e sua posição mais instável na paisagem. Nesta SG, ocorreu maior variabilidade espacial dos atributos, concordando com o encontrado na estatística simples (Tabela 4). Observa-se que,

na SG III, mais de uma classe de valores foi encontrada para estes atributos, enquanto nas SGs I e II apenas uma classe de valores foi encontrada.

Para a avaliação do efeito de escala na variabilidade da mineralogia da fração argila, realizaram-se análises estatística e geoestatística de uma área de 500 hectares, cuja transeção ocupasse a posição central da mesma (Apêndice D). Observa-se que todos os atributos apresentaram dependência espacial (Apêndice D), com exceção da SI Hm, e que a distribuição dos atributos da mineralogia da fração argila (Figuras 5, 6 e 7) é coincidente com os limites das SGs.

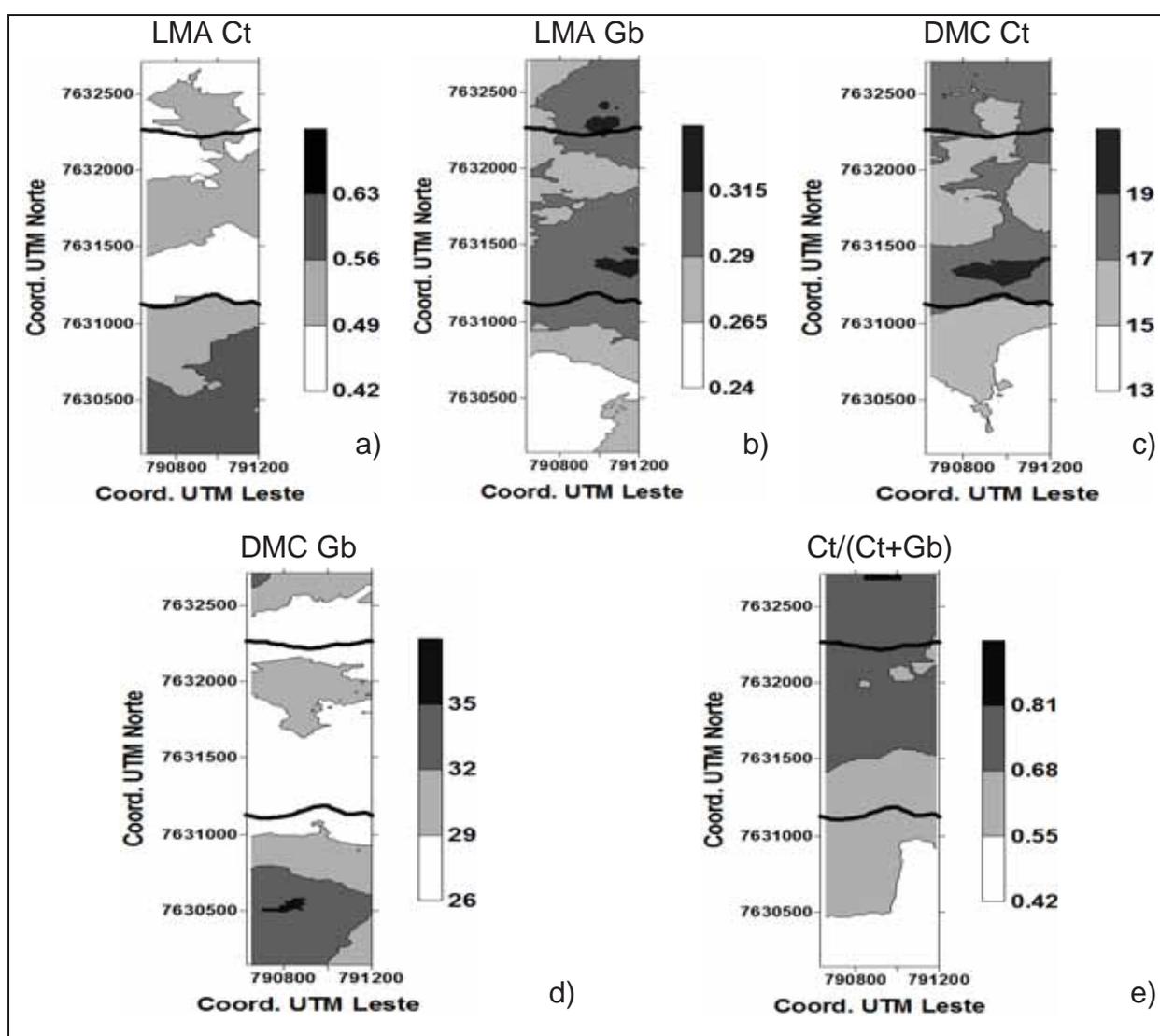


Figura 4. Mapas dos atributos LMA (largura a meia altura), DMC (diâmetro médio do cristal) da Ct (caulinita) e Gb (gibbsita) da área de 145 hectares.

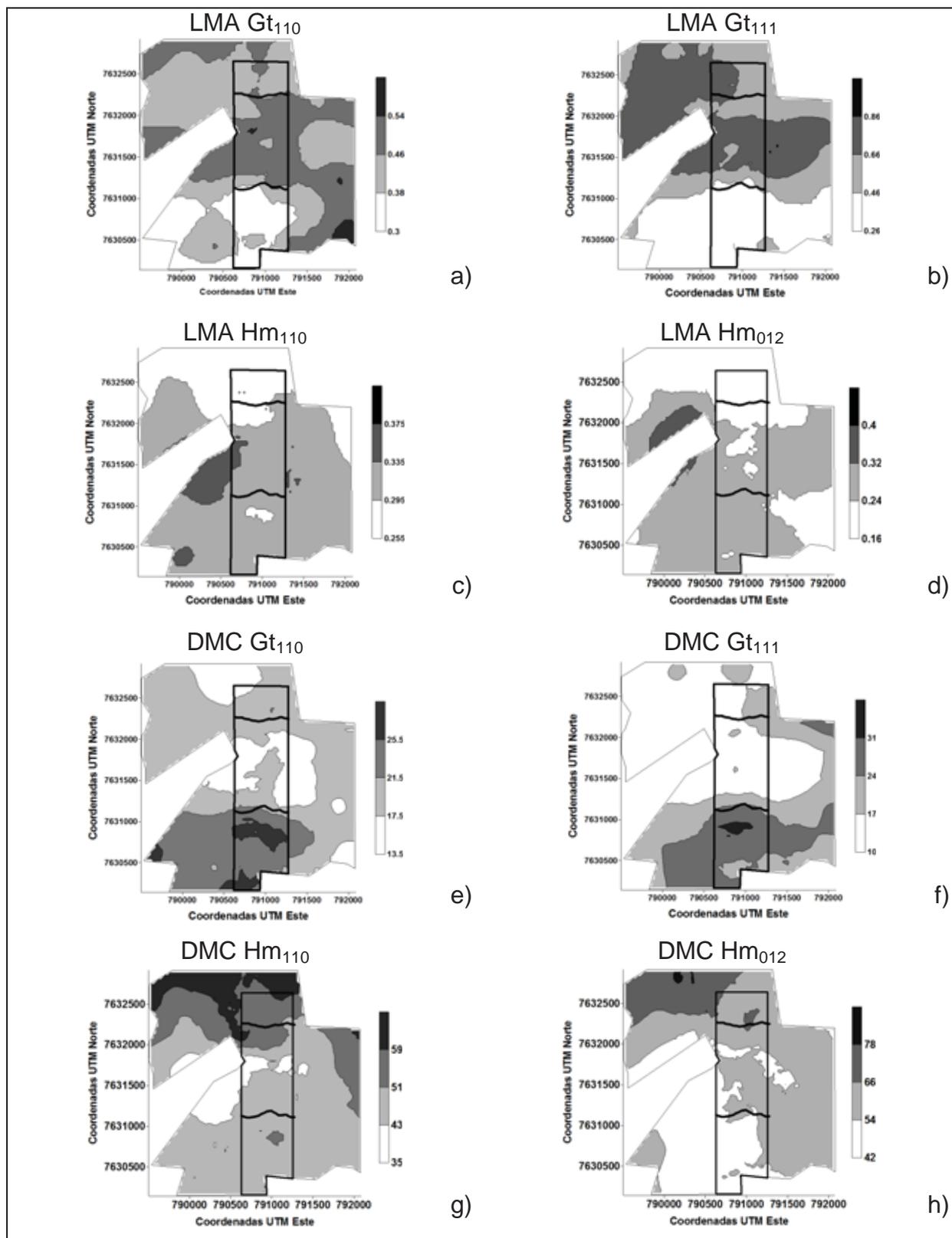


Figura 5. Mapas dos atributos LMA (largura a meia altura) e DMC (diâmetro médio do cristal) dos óxidos de ferro da área de 500 hectares. Gt= goethita e Hm=hematita. Retângulo no mapa indica área de 145 hectares e os limites entre as superfícies geomórficas.

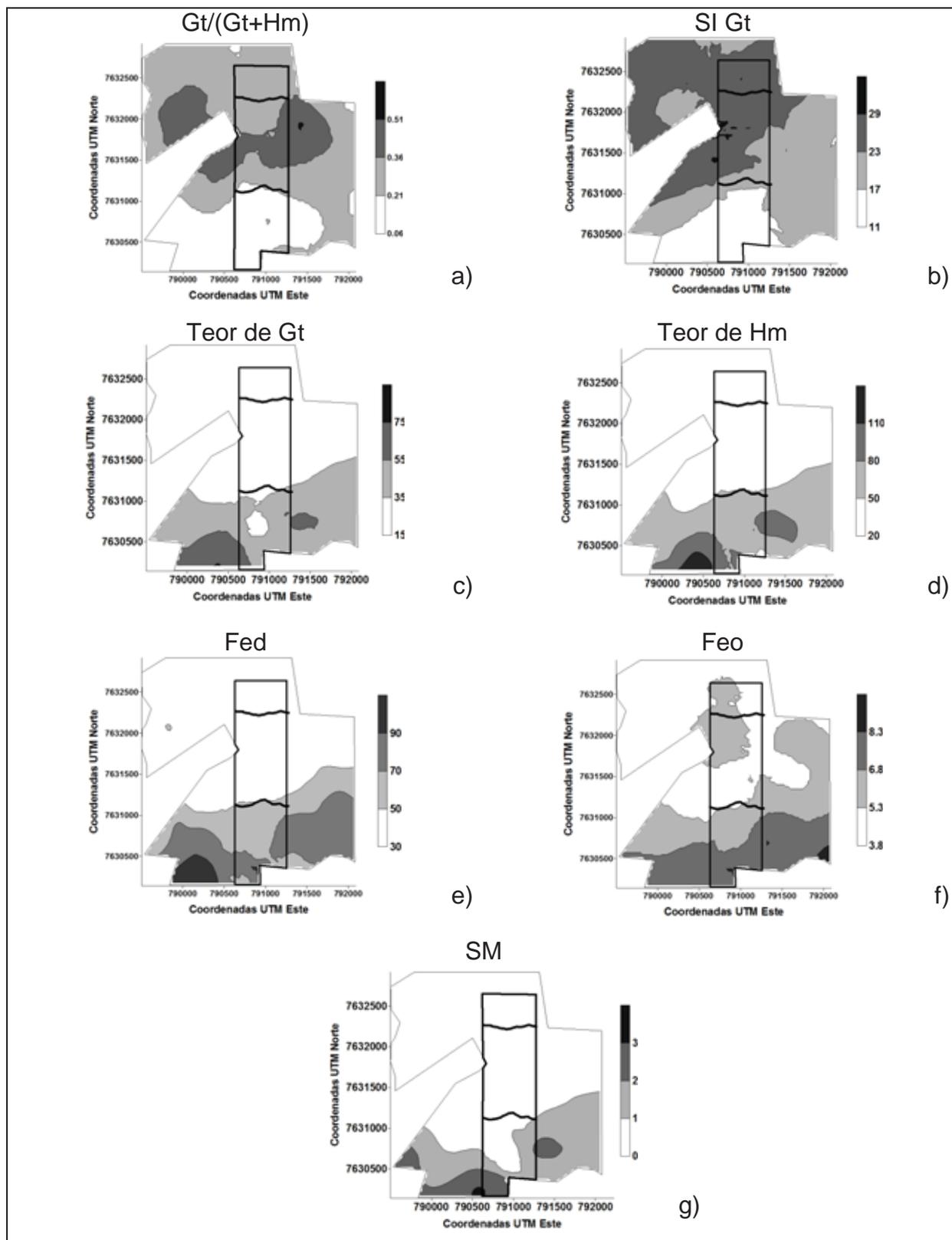


Figura 6. Mapas dos atributos razão Gt/(Gt+Hm), SI (substituição isomórfica de Fe por Al), teores dos óxidos de ferro e SM (susceptibilidade magnética) da área de 500 hectares. Gt= goethita e Hm=hematita. Retângulo no mapa indica área de 145 hectares e os limites entre as superfícies geomórficas.

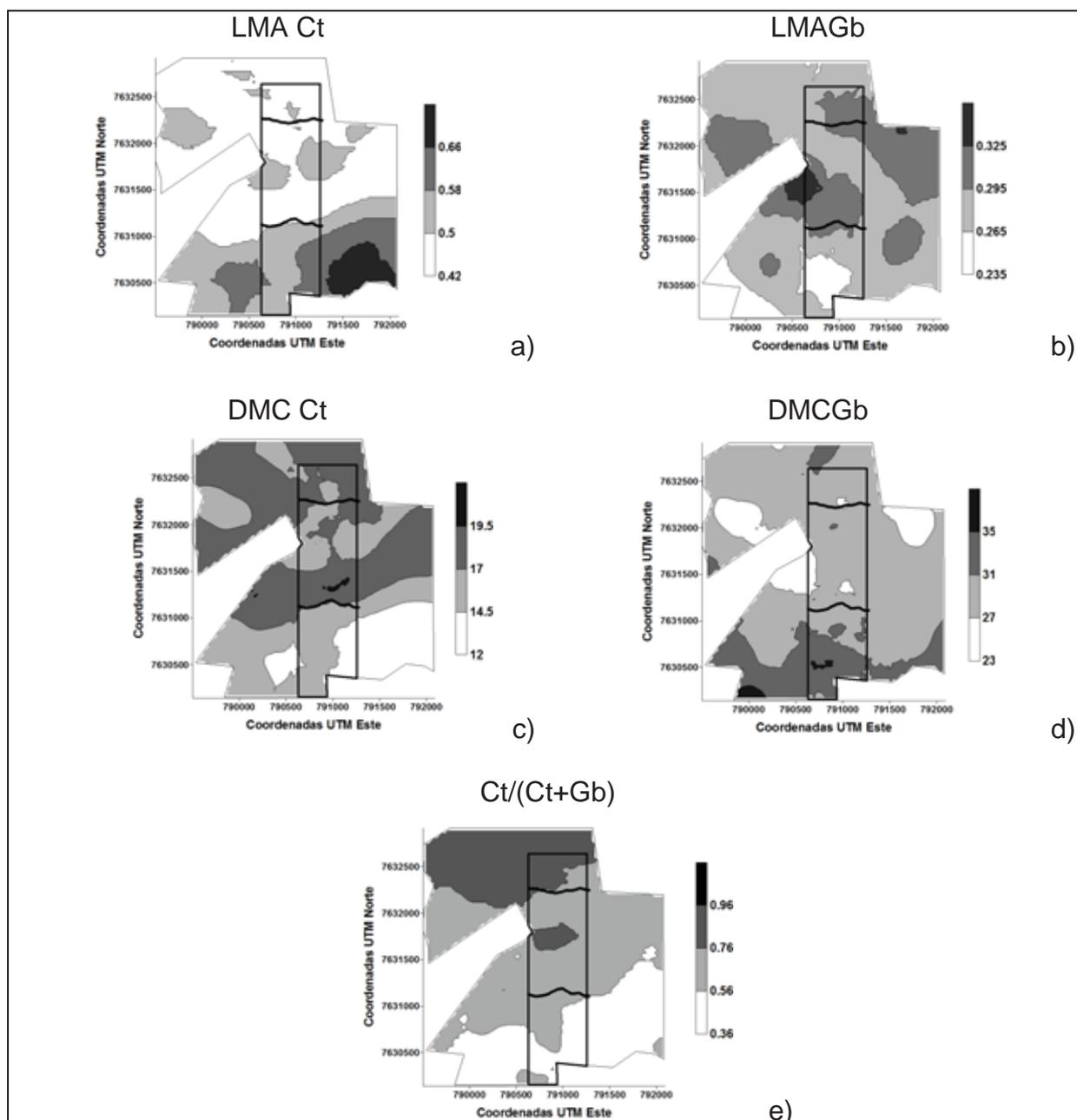


Figura 7. Mapa dos atributos LMA (largura a meia altura) e DMC (diâmetro médio do cristal) da Ct (caulinita) e Gb (gibbsita) da área de 500 hectares. Retângulo no mapa indica área de 145 hectares e os limites entre as superfícies geomórficas.

A correspondência do padrão de distribuição espacial entre os teores de Gt, Hm, Fed, Feo e da SM e os limites das superfícies geomórficas (Figura 6) também foi observada na área de 500 hectares. Estes resultados demonstraram que as SGs condicionaram a variabilidade dos óxidos de ferro em grande escala, indicando que

as mesmas podem ser utilizadas em mapeamentos de áreas homogêneas, uma vez que estes óxidos possuem muitos atributos covariativos de importância agrônômica.

Outro aspecto é que mais de uma classe de valores dos teores de Gt, Hm, Fed, Feo e da SM (Figura 6) foi encontrada dentro de uma mesma classe de solo (Figura 1, Tabela 1), principalmente na SG III. Isto sinaliza uma variabilidade dentro das unidades de mapeamento que pode ser correspondente às futuras séries de solo, pois o conceito deste nível está intimamente ligado ao uso interpretativo do sistema de classificação para fins agrícolas expressos pela influência dos óxidos de ferro nos atributos do solo. Gamble et al. (1970) descreveram que, em superfícies mais novas, foi encontrado maior número de séries de solo, e Parsons e Herriman (1976) e Lepsch et al. (1977) relataram que a identificação de SG auxilia no mapeamento e nos levantamentos de solo detalhados.

Para Mulla e Mcbratney (1999), o nível de série de solo é atribuído às variações dos atributos do solo, que por sua vez são influenciados pelas pequenas variações da topografia, enfatizando que a compartimentação da paisagem utilizando modelos geomórficos vem ao encontro do desenvolvimento dos níveis mais detalhados da classificação dos solos. Estes aspectos fazem com que os óxidos de ferro e a suscetibilidade magnética se tornem fortes candidatos a atributos diagnósticos dos níveis de série de solo, pois a variabilidade espacial destes é influenciada pelas SGs.

Resende et al. (1986) defenderam o uso dos óxidos de ferro e da SMs atributos para definição dos mais altos e mais baixos níveis categóricos, respectivamente. Portanto, as técnicas utilizadas no presente estudo, que comprovaram a bilateralidade da SG e a influência destas nos óxidos de ferro e na SM, utilizando estatística univariada e geoestatística, permitiram a identificação do mínimo de variabilidade dentro da unidade de mapeamento que poderão auxiliar no estabelecimento de áreas mínimas de manejo e das futuras séries de solos em grandes áreas.

#### 4. Conclusões

1. A natureza dos minerais da fração argila e a suscetibilidade magnética são dependentes da variação do material de origem.
2. A variabilidade espacial da cristalinidade e dos teores dos óxidos de ferro, bem como da suscetibilidade magnética, é dependente da idade das superfícies geomórficas. A superfície mais nova (III) apresentou maior variabilidade espacial destes atributos.
3. Os minerais da fração argila influenciam os atributos físicos do solo.
4. A caracterização da variabilidade espacial dos óxidos de ferro e da suscetibilidade magnética permite a delimitação de áreas homogêneas que podem ser correspondentes às futuras séries de solo e às áreas de manejo específico.

#### 5. Referencias Bibliográficas

AZEVEDO, A. C.; BONUMÁ, A. S. Partículas coloidais, dispersão e agregação em latossolos. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 34, n. 2, p. 609-617, 2004.

BAHIA FILHO, A. F. C. **Índices de disponibilidade de fósforo em Latossolo do Planalto Central com diferentes características texturais e mineralógicas**. 1982. 179 f. Tese (Doutorado em Agronomia) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-MG, 1982.

BARBIERI, D. M.; MARQUES JR., J.; ALLEONI, L. R. F.; GARBUIO, F. J.; CAMARGO, L. A. Hillslope curvature, clay mineralogy, and phosphorus adsorption in an Alfisol cultivated with sugarcane. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 66, n. 6, p. 819–826, 2009.

BECEGATO, V. A.; FERREIRA, F. J. F. Gamaespectrometria, resistividade elétrica e suscetibilidade magnética de solos agrícolas no noroeste do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 23, n. 4, p. 371-405, 2005.

BORGGAARD, O. K.; SZILAS, C.; GIMSING, A. L.; RASMUSSEN, L. H. Estimation of soil phosphate adsorption capacity by means of a pedotransfer function. **Geoderma**, Amsterdam, v. 118, n. 1-2, p. 55-61, 2004.

BRANDT NETO, M. **O Grupo Bauru na região centro-norte do Estado de São Paulo**. 1984. Tese (Doutorado em Solos), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1984.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JR, J.; PEREIRA, G. T.; ALLEONI, L. R. F. Spatial correlation between the composition of the clay fraction and contents of available phosphorus of an Oxisol at hillslope scale. **Catena**, Amsterdam, v., 100, n. 1, p. 100-106, 2013

CAMARGO, L. A.; MARQUES JR., J.; PEREIRA, G. T.; HORVAT, R. A. Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um Latossolo sob diferentes formas de relevo. I - Mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, p. 2269-2277, 2008a.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JR., J.; PEREIRA, G. T.; HORVAT, R. A. Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um latossolo sob diferentes formas do relevo. II - correlação espacial entre mineralogia e agregados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, p. 2279-2288, 2008b.

CAMARGO, L. A. **Mineralogia da argila e atributos físicos de um Argissolo em curvaturas de relevo**. 2009. 111 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia – Produção Vegetal) – Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual “Júlio de Mesquita Filho”, Jaboticabal, 2009.

CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, L. M. A. S. **Métodos de análise química, mineralógica e física do solos do Instituto Agrônomo de Campinas**. Campinas: Instituto Agrônomo, 1986. 96p. , (Boletim Técnico, 106).

CUNHA, P.; MARQUES JR., J.; CURI, N.; PEREIRA, G. T.; LEPSCH, I. F. Superfície geomórficas e atributos de latossolos em uma seqüência arenítico–basáltica da região de Jaboticabal (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 1, p. 81–90, 2005.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence of Oxisols from the central plateau of Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 341-346, 1984.

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. E.; CADY, J. F. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 23, p. 51–87, 1971.

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. E.; CADY, J. G. Some relations among coastal plain soils and geomorphic surfaces in North-Carolina. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 34, n. 4, p. 648-653, 1970.

DAY, P. R. Particle fraction and particle fractionation and particle-size analysis. In: BLACK, C. A. (Ed.). **Methods of soil analysis**. Madison: Am. Soc. Agron., 1965. p. 545-566.

DICK, D. P. **Caracterização de óxidos de ferro e adsorção de fósforo na fração argila de horizontes B Latossólicos**. 1986. 196 f. Dissertação - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1986.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos de análise de solo**. 2.ed. Rio de Janeiro, 1997. 212p. Documento 1.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306p.

FERNANDES, R. B. A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; FONTES, M. P. F. Quantificação de óxidos de ferro de Latossolos Brasileiros por espectroscopia de refletância difusa. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 2, p. 245-257, 2004.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n. 3, p. 515-524, 1999a.

FONTES, M. P. F.; WEED, S. B. Phosphate adsorption by clays from Brazilian Oxisols: relationships with specific surface area and mineralogy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 72, n. 1-2, p. 37-51, 1996.

FURIAN, S.; BARBIERO, L.; BOULET, R.; CURMI, P.; GRIMALDI, M.; GRIMALDI, C. Distribution and dynamics of gibbsite and kaolinite in an oxisol of Serra do Mar, southeastern Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 106, n. 1-2, p. 83-100, 2002.

GAMBLE, E. E.; DANIELS, R. B.; NETTLETO, W. D. Geomorphic surfaces and soils in black-creek-valley, Johnston-County, North-Carolina. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 34, n. 2, p. 276-281, 1970.

GHIDIN, A. A.; MELO, V. F.; LIMA, V. C.; LIMA, J. M. J. C. Toposseqüência de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná. I – Mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 2, p. 293-306, 2006a.

GHIDIN, A. A.; MELO, V. F.; LIMA, V. C.; LIMA, J. M. J. C. Toposseqüência de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná. II – Relação entre mineralogia da fração argila e propriedades físicas dos solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 2, p. 307-319, 2006b.

HUDSON, B. D. The soil survey as a paradigm-based science. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 3, p. 836-841, 1992.

INDA JUNIOR, A. V.; BAYER, C.; CONCEIÇÃO, P. C. I; BOENI, M.; SALTON, J. C.; TONIN, A. T. Variáveis relacionadas à estabilidade de complexos organo-minerais em solos tropicais e subtropicais brasileiros. **Ciência Rural**. Santa Maria, v.37, p. 1301-1307, 2007.

ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **Applied geostatistics**. New York: Oxford University Press, 1989. 561 p.

JACKSON, M. L. **Soil Chemical Analysis**, 2nd edition., Madison, 1985. 930 p.

KÄMPF, N.; CURTI, N. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. V. H.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. v. 1. p. 107-138.

KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climoseqüência in Southern Brazil and their application in classification of kaolinitic Soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 29, n. 1, p.27-39,1982.

KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Avaliação da estimativa de substituição de Fe por Al em hematitas de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 22, n. 2, p. 209-213, 1998.

KER, J. C. **Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil**. 1995. 181 f. Tese - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 1995.

KLUG, H. P.; ALEXANDER, L. E. **X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials**. New York: J. Wiley Sons, 1974. 966 p.

KROTH, E. M.; PAGE, J. B. Aggregate formation in sils with special reference to cementing substances. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 11, n. 1, p. 27-34, 1947.

LEPSCH, I. F.; BUOL, S. W.; DANIELS, R. B. Soil-landscape relationships in an area of the Occidental Plateau of São Paulo, Brazil: I. Geomorphic Madison surface and soil mapping units. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 41, n. 1, p. 104-109, 1977.

LINDSAY, W. **Chemical equilibria in soils**. New York: John Wiley & Sons. 1979. 449 p.

LUQUE, E. C. **Propiedades magnéticas de los óxidos de hierro en suelos**. 2008. 179 f. Tese (Doctorado em las Ciências Químicas) - Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y de Montes, Universidad de Córdoba, Córdoba, 2008.

LUTZ, J. F. The relation of free iron in the soil to aggregation, **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 1, n. 1, p. 43-45, 1936.

MANZINI, F.F. **O cretácio da região de Monte Alto**. 1990. 91f. Dissertação - Instituto de Geociências/Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Rio Claro, 1990.

MARQUES JR., J. **Distribuição e atributos dos solos em relação à forma e evolução de uma vertente em Monte Alto, SP**. 1995. 226 f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1995.

MATHERON G. **Traité de Géostatistique Appliquée, Tome II: Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières**. Paris: Editions Technip.1963.

McBRATNEY, A. B.; WEBSTER, R. How many observations are needed for regional estimation of soil properties? **Soil Science**, Baltimore, v. 135, n. 3, p. 177-183, 1983.

McNEAL, B. L.; LAYFIEL, D. A.; NORVELL, W. A.; RHOADES, J. D. Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed salt solution. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 32, n. 2, p. 187-190, 1968.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removed from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 7, n. 1, p. 1317-327, 1960.

MESQUITA FILHO, M. V.; TORRENT J. Phosphate sorption as related to mineralogy of a hydrosequence of soils from the Cerrado region (Brazil). **Geoderma**, Amsterdam, v. 58, n. 1, p. 107-123, 1993.

MOTTA, P. E. F.; CURI, N.; SIQUEIRA, J. O.; VAN RAIJ, B.; FURTINI NETO, A. E.; LIMA, J. M. Adsorção e formas de fósforo em Latossolos: influencia da mineralogia e histórico de uso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, n. 2, p. 349-359, 2002.

MULLA, D.J.; McBRATNEY, A.B. Soil spatial variability. In: SUMMER, M. E. (Ed.). **Handbook of Soil Science**. New York: CRC Press, 1999. p. A321-A351

NORRISH, K.; TAYLOR, R. M. The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. **Journal of soil science**, Oxford, v. 12, n. 2, p. 294-306, 1961.

OLIVEIRA, J. B. de. As séries e o novo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Tem-se condições de gerenciar o seu estabelecimento? Disponível em <http://www.cnps.embrapa.br/sibcs> - (Acessado em 10/10/2012).

PARSONS, R. B.; BALSTER C. A.; NESS, A. O. Soil Development and Geomorphic Surfaces, Willamette Valley, Oregon. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 34, n. 3, p. 485-491, 1970.

PARSONS, R. B.; HERRIMAN, R. C. Geomorphic surfaces and soil development in the upper Rouge River Valley, Oregon. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 40, n. 6, p. 933-938, 1976.

PEDROTTI, A. **Relação entre os atributos físicos e alumínio no solo**. 2000. 60 f. Tese (Doutorado em Agronomia – Solos e Nutrição de Plantas), Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2000.

RESENDE, M.; SANTANA, D. P.; FRANZMEIER, D. P.; COEY, J. M. D. Magnetic properties of Brazilian Oxisols. In: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP, 8., 1986, Rio de Janeiro, **Proceedings...** Rio de Janeiro: Embrapa, 1986. p. 78-108.

ROBERTSON, G. P. **GS<sup>+</sup> geostatistics for the environmental sciences: GS<sup>+</sup> user's guide.** Plainwell: Gamma Design Software, 1998. 152p.

RODRIGUES, T. E.; KLAMT, E. Mineralogia e gênese de uma seqüência de solos do Distrito Federal. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 2, n. 2, p. 132-139, 1978.

RUHE, R. V. **Quaternary landscapes in Iowa.** Ames: Iowa State University Press, 1969. 255 p.

SCHAEFER, C. E. G. R.; GILKES, R. J.; FERNANDES, R. B. A. EDS/SEM study on microaggregates of Brazilian Latosols, in relation to P adsorption and clay fraction attributes. **Geoderma**, Amsterdam, v. 123, n. 1-2, p. 1-33, 2004.

SCHULZE, D. G. The influence of aluminum on iron oxides: VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 32, n. 1, p. 36-44, 1984.

SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and Central Brazil. **Soil Science**, Baltimore, v. 139, n. 4, p. 344-350, 1985.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron oxides, In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Eds.). **Minerals in Soil Environments.** 2.ed. Madison: SSSA, 1989. p. 379-438.

SIQUEIRA, D. S.; MARQUES JR. J.; MATIAS, S. S. R.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; BAFFA, O.; OLIVEIRA, L. C. de. Predicting the properties of Brazilian Haplustalfs from magnetic susceptibility measurements. **Soil Use and Management**, Oxford, v. 26, n. 4, p. 425-431, 2010.

SOARES, P.C.; LANDIM, P. M. B.; FÚLFARO, V. J.; SOBREIRO NETO, A. F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 10, n. 3, p. 177-185, 1980.

THOMPSON, R.; OLDFIELD, F. **Environmental magnetism**. London: Allen & Unwin., 1986. 227 p.

TORRENT, J.; GUZMAN, R.; PARRA, M. A. Influence of relative humidity on the crystallization of Fe(III) oxides from ferrihydrite. **Clay and Clay Minerals**, New York, v. 30, n. 5, p. 337-340, 1982.

VIEIRA, S. R.; HATFIELD, J. L.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. **Hilgardia**, Berkeley, v. 51, n. 1, p. 1-75, 1983.

VITORINO, A. C. T.; FERREIRA, M. M.; CURI, N.; LIMA, J. M.; SILVA, M. L. N.; MOTTA, P. E. F. Mineralogia, química e estabilidade de agregados do tamanho de silte de solos da região Sudeste do Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 38, n. 1, p.133-141, 2003.

WEBSTER, R. Automatic soil-boundary location from transect data. **Mathematical Geology**, New York, v.5, n. 1, p. 27-37, 1973.

### **CAPÍTULO 3 - Predição do fósforo adsorvido no solo utilizando suscetibilidade magnética e teores de óxidos de ferro em diferentes superfícies geomórficas**

**Resumo** – A deficiência de fósforo (P) generalizada em solos tropicais e a natureza complexa das reações de adsorção e dessorção justificam os estudos que relacionam o P e os constituintes do solo, uma vez que sua disponibilidade para as plantas pode ser limitada por estas relações. O presente trabalho tem como objetivos avaliar a correspondência dos métodos de difratometria de raios x e de espectroscopia de reflectância difusa no auxílio das estimativas dos teores de óxidos de ferro e avaliar a correlação entre os teores de goethita, hematita, ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato, suscetibilidade magnética e o fósforo adsorvido, bem como a eficiência destes atributos na predição do fósforo adsorvido em diferentes superfícies geomórficas. Uma área de 500 hectares foi delimitada, e uma amostra a cada seis hectares foi coletada na profundidade de 0,0 a 0,20 m. No espigão da área, foi locada uma transeção e amostras de solos foram coletadas a cada 25 metros. Em cada superfície geomórfica mapeada na área, foram coletadas aproximadamente 20 amostras de solos dispostas nas laterais da transeção. As amostras de solos foram levadas ao laboratório para a realização das análises granulométricas, mineralógicas, de fósforo adsorvido e da suscetibilidade magnética. Os teores de goethita e hematita foram obtidos por difração de raios x e por espectroscopia de reflectância difusa. Os resultados das análises foram submetidos às análises estatísticas e geoestatísticas, e funções de pedotransferência foram calibradas e validadas para a predição do fósforo adsorvido bem como seu mapeamento. Os teores de goethita e hematita estimados por espectroscopia de reflectância difusa são correspondentes aos teores estimados por difração de raios x. As superfícies geomórficas influenciam a variabilidade dos teores de goethita e hematita e, conseqüentemente, a variabilidade do fósforo adsorvido. A suscetibilidade magnética, dentre os atributos estudados, é a variável preditora de uma função de pedotransferência que permite o mapeamento do fósforo adsorvido com maior acurácia.

**Palavras-chave:** goethita, hematita, mapeamento de solo, espectroscopia de reflectância difusa, função de pedotransferência.

## 1. Introdução

A deficiência de fósforo (P), generalizada em solos tropicais, e a natureza complexa das reações de adsorção e dessorção desse nutriente justificam os estudos que relacionam o P e os constituintes do solo, uma vez que sua disponibilidade para as plantas pode ser limitada por estas relações (BARROW, 1983; TIESSEN 2005; JOHNSON; LOEPPERT, 2006; JAISI et al., 2010; GONÇALVES et al., 2011). O conhecimento das causas da adsorção de P e o mapeamento na paisagem desta reação podem beneficiar o manejo da adubação fosfatada e auxiliar a criação de classes de aptidões agrícola no campo, minimizar as perdas de P e suas consequências, como a eutrofização de corpos d'água (HORTA; TORRENT, 2007).

O fósforo adsorvido pode ser avaliado quimicamente, porém este processo demanda tempo, uso de reagentes e a destruição de amostras, o que inviabiliza econômica e ambientalmente esta avaliação com grande número de amostras. Neste sentido, a predição do fósforo adsorvido pelo ajuste de uma função de pedotransferência (FPT), e/ou métodos indiretos, torna-se imprescindível para fins de mapeamento desta forma de fósforo em grandes áreas (ACHAT et al., 2011). Os mapas de atributos como o fósforo adsorvido permitem a previsão de cenários e planejamento de adubações com maior eficiência de custo financeiro e ambiental, o que seria difícil sem estes mapas. As FPTs possuem papel fundamental no mapeamento digital de variáveis contínuas como as diversas formas de fósforo, pois possibilitam a predição de atributos do solo de difícil obtenção (LAGACHERIE; MCBRATNEY, 2007). Segundo McBratney e Pringle (1999), a variação das variáveis contínuas só pode ser descrita adequadamente com resoluções espaciais de 20 a 200 m, o que faz a aplicabilidade da coleta destas variáveis em áreas grandes ser complexa. Neste sentido, as FPTs viabilizam o mapeamento dessas variáveis em escalas mais detalhadas.

A adsorção de fósforo está relacionada com atributos físicos e químicos do solo, como os óxidos de ferro e de alumínio (SINGH; GILKES 1991; DALY et al., 2001; MAGUIRE et al., 2001; VILLAPANDO; GRAETZ 2001; BÖRLING et al., 2004; CAMARGO et al., 2013), matéria orgânica (DALY et al., 2001; DUBUS; BECQUER, 2001), pH (SATO; COMERFORD, 2005), teor de argila (SINGH; GILKES, 1991; BÖRLING et al., 2004), área de superfície específica do solo (CESSA et al., 2009), entre outros. Estes atributos vêm sendo utilizados no ajuste de FPTs para a predição da adsorção e da disponibilidade de P por diversos autores (BORGGAARD et al., 2004; BURKITT et al., 2006; ACHAT et al., 2011).

Em solos tropicais intemperizados, a adsorção de P é principalmente correlacionada aos óxidos de ferro e alumínio da fração argila (MESQUITA FILHO; TORRENT 1993). Isto ocorre devido à interação entre os grupos funcionais destes óxidos e P (STUMM, 1992; PERSSON et al., 1996). A presença de grupos funcionais depende da superfície específica de cada óxido que, por sua vez, depende de condições ambientais (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989; BOERO et al., 1992; CESSA et al., 2009; WISAWAPIPAT et al., 2009).

Neste sentido, os óxidos de ferro da fração argila podem ser considerados os principais candidatos a preditores de uma função de pedotransferência de adsorção de fósforo no solo em ambientes tropicais, uma vez que a maioria destes solos possuem altos teores destes óxidos (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989; KAMPF; CURTI, 2000; CAMARGO et al., 2008a) e baixos de matéria orgânica. Achat et al. (2011) ajustaram funções de pedotransferência para predição de parâmetros de disponibilidade de fósforo utilizando óxidos de ferro e de alumínio de baixa cristalinidade (extraídos por oxalato de amônio) em solos sob floresta, sendo estes os atributos que mais se correlacionaram às formas de P avaliadas.

Estudos da variabilidade espacial de atributos mineralógicos, em áreas de dimensões variadas (1; 100; 200 e 500 ha), em solos originados de Basalto e Arenito (CUNHA et al., 2005; CAMARGO et al., 2008ab; BARBIERI et al., 2009; CAMARGO et al., 2013), e em diferentes modelos de paisagem, comprovaram a dependência espacial dos óxidos de ferro e alumínio, a relação com os compartimentos do relevo e superfícies geomórficas assim como a eficácia do método geoestatístico para o mapeamento destes atributos na paisagem. O uso de modelos de evolução de

paisagem, associado à geoestatística, permite o entendimento das relações solo-geomorfologia, tornando-se dessa forma uma ferramenta importante para identificar e mapear áreas de solos homogêneos em várias escalas, além de permitir o estabelecimento de estratégias de amostragem (GOOVAERTS, 2001). O estudo da relação solo-geomorfologia tem impacto decisivo na acurácia do mapeamento e da classificação do solo necessária para os levantamentos, principalmente no reconhecimento das séries de solo (PARSONS; HERRIMAN, 1976) e na delimitação de unidade de mapeamento (LEPSCH et al., 1977).

Uma vez que os óxidos de ferro são importantes indicadores pedogenéticos por terem sua formação influenciada pelas condições do ambiente (KÄMPF; CURI, 2000) e por serem fortes candidatos a elementos preditores do P em FTPs, a análise destes óxidos faz-se necessária em um grande número de amostras quando se utiliza a geoestatística para a realização de mapeamentos.

A avaliação dos óxidos de ferro em um grande número de amostras acarreta a elevação do custo do mapeamento dos atributos do solo. Aspectos como o tempo para a realização das análises, e impactos ambientais provocados pela utilização de reagentes poluentes ao meio ambiente, também são considerados limitantes, assim como na avaliação do P adsorvido. Por estes motivos, são necessários estudos para o desenvolvimento e a adaptação de metodologias para a determinação dos óxidos de ferro menos agressivas ao meio ambiente, e menos onerosas.

As técnicas de espectroscopia de reflectância difusa e de suscetibilidade magnética são métodos alternativos e de eficiência comprovada para a avaliação dos atributos do solo, de custo e impactos ambientais relativamente baixos. A espectroscopia de reflectância difusa vem sendo utilizada na avaliação dos teores dos óxidos de ferro do solo como técnica auxiliar de avaliação à difratometria de raios x (BARRON; TORRENT, 1986; SCHEINOST et al., 1998; ALMEIDA et al., 2003; FERNANDES et al., 2004). A avaliação da suscetibilidade magnética também está sendo utilizada na avaliação dos atributos do solo como foi observado nos estudos de Siqueira et al. (2010). Estes autores concluíram que a suscetibilidade magnética é um bom preditor de atributos relacionados com a composição e a mineralogia dos Argisolos estudados, como o teor de argila e de hematita. Neste

sentido, estes métodos vêm ao encontro das necessidades da caracterização dos atributos do solo em grandes áreas.

O presente trabalho tem como objetivos avaliar a correspondência dos métodos de difratometria de raios x e de espectroscopia de reflectância difusa no auxílio das estimativas dos teores de óxidos de ferro e avaliar a correlação entre os teores de goethita, hematita, ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato, suscetibilidade magnética e o fósforo adsorvido, bem como a eficiência destes atributos na predição do fósforo adsorvido em diferentes superfícies geomórficas.

## **2. Material e Métodos**

### *2.1 Sistema de amostragem e metodologia de campo*

Com o objetivo de identificar, na paisagem regional, as áreas correspondentes ao alto e baixo topográficos de maior e menor cota, respectivamente, a seleção da área foi norteada pela presença de uma vertente representativa da região. A área selecionada localiza-se no nordeste do Estado de São Paulo, no Município de Pradópolis, em uma unidade experimental da Usina São Martinho. As coordenadas geográficas são 21° 24' 17" S e 48° 09' 46" W, com altitude média de 640 m acima do nível do mar. O clima da região, segundo a classificação de Köppen, é do tipo mesotérmico com inverno seco (Cwa), com precipitação média de 1.400 mm, com chuvas concentradas no período de novembro a fevereiro. A vegetação natural era constituída por floresta tropical subcaducifólia, sendo o uso atual cultivo de cana-de-açúcar com sistema de colheita mecanizada.

A partir do alto topográfico, foi selecionado o direcionamento da transeção seguindo o espigão da vertente no sentido das cotas mais baixas, numa distância aproximada de 2.500 metros. Ao longo da transeção, o terreno foi estaqueado a intervalos regulares de 25 metros nos quais foram feitas mensurações de altitude para a elaboração do perfil altimétrico, utilizando um nível topográfico e GPS para locação e mensuração de coordenadas de latitude, longitude e altitude, e coletadas amostras de material de solo com o trado, na profundidade de 0,0 a 0,20 m, num total de 100 amostras.

As superfícies geomórficas foram identificadas e mapeadas, utilizando critérios topográficos e estratigráficos, baseados em percepções visuais, em locais com descontinuidades ou quebras do grau de inclinação e/ou das formas do terreno, conforme preconizado por Ruhe (1969) e Daniels et al. (1971). O reconhecimento destas superfícies foi norteado por alguns princípios: - a superfície é mais jovem do que qualquer outra ou material que ela corta; - é mais velha ou contemporânea aos depósitos de vale em posição topográfica inferior; - é mais jovem do que superfícies adjacentes situadas em posição superior e, portanto mais velha do que superfícies adjacentes situadas em posição inferior; - é mais velha ou contemporânea aos depósitos sobre ela; - é mais jovem do que qualquer estrutura que ela corta em bisel (DANIELS et al., 1971).

Uma área de 500 hectares foi delimitada e georreferenciada, de modo que a transeção ocupasse sua posição central, e uma amostra de solo a cada seis hectares foi coletada na profundidade 0,0 a 0,20 m, num total de 88 amostras. Em cada superfície geomórfica mapeada, foram coletadas aproximadamente 120 amostras de solos dispostas próximas à transeção (20 amostras de cada lado e em cada superfície mapeada), na profundidade de 0,0 a 0,2 m. Estas amostras foram locadas para avaliar a variabilidade espacial dos atributos do solo. A área correspondente à transeção e às amostras laterais possui 145 hectares (Figura 1).

Na superfície geomórfica I e II, os solos foram classificados como Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico e na superfície geomórfica III, o solo foi classificado como Latossolo Vermelho distrófico (Tabela 1) (EMBRAPA, 2006). O material geológico na área estudada está relacionado aos arenitos do Grupo Bauru, Formação Adamantina, conforme Manzini (1990), IPT (1981) e Brandt Neto (1984).

## *2.2 Metodologia de laboratório*

### *2.2.1 Análise granulométrica*

A análise granulométrica foi realizada, utilizando uma solução de NaOH 0,1 N como dispersante químico e agitação com aparato de baixa rotação (DAY, 1965). A argila foi determinada pelo método da pipeta, a areia grossa e fina foram separadas por tamisação, e o silte foi calculado por diferença. Esta análise foi realizada na área de 145 hectares.

### 2.2.2 Análise mineralógica

A argila para a análise de difratometria de raios x (DRX) foi separada da amostra de solo pelo método de centrifugação (JACKSON, 1979). Os minerais da fração argila hematita (Hm), goethita (Gt), foram caracterizados por DRX em lâminas confeccionadas com material sem orientação (em pó).

O difratômetro utilizado foi o Mini-Flex II- Rigaku, empregando-se cátodo de cobre com filtro de níquel e radiação  $\text{K}\alpha$  (20mA, 30Kv). A velocidade de varredura empregada foi de  $1^\circ 2\theta/\text{minuto}$  com amplitude de  $23$  a  $49^\circ 2\theta$  para a caracterização da Hm e Gt.

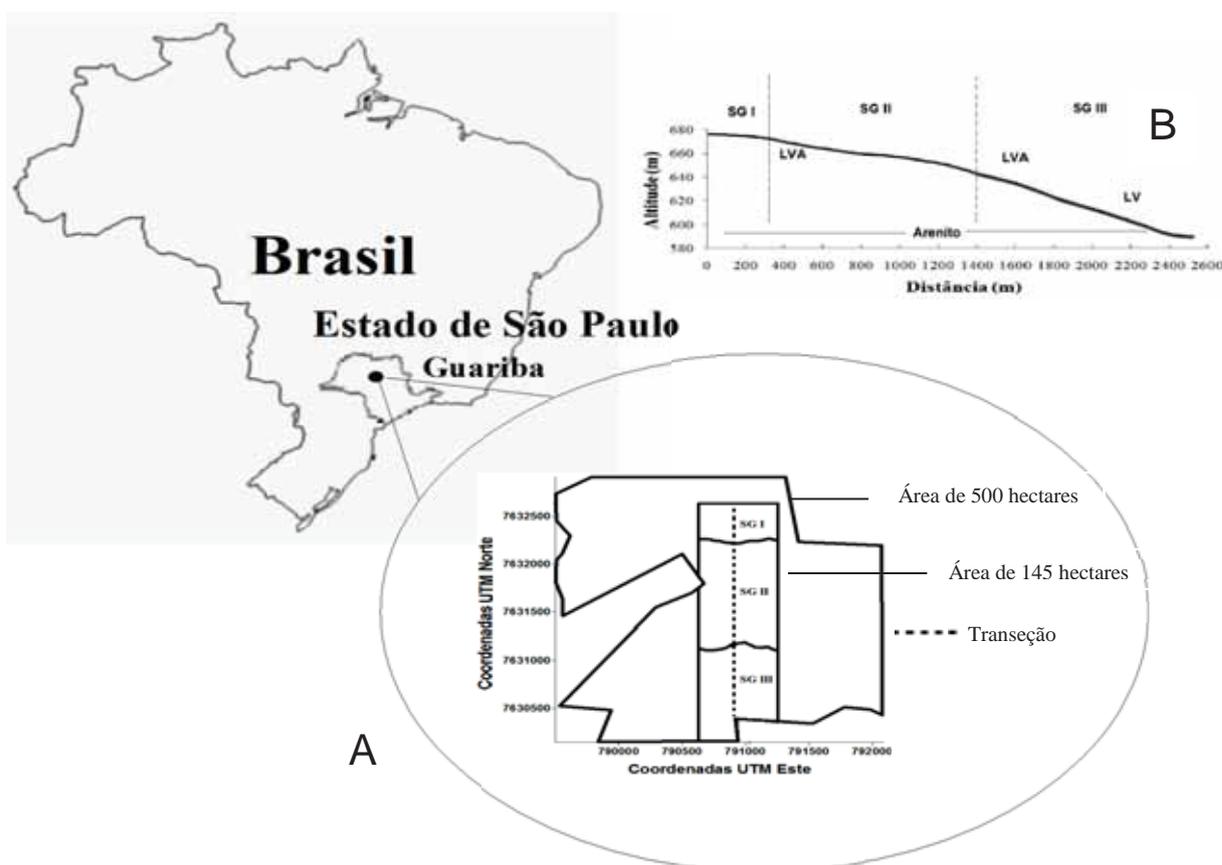


Figura 1. A) Área de estudo; SG= Superfície Geomórfica; B) Transeção: LVA= Latossolo Vermelho-Amarelo; LV= Latossolo Vermelho

Tabela 1. Características químicas e físicas dos perfis por superfícies geomórficas.

Perfis	Prof. cm	Horiz.	Cor	pH	$\Delta$ Ph	M.O.	Ca	Mg	K	SB	CTC	V	AG	AF	Silte	Argila	S/A	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--- g kg <sup>-1</sup> ---
Superfície Geomórfica I - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico (LVAd)																				
Perfil 1	0 - 15	A1	5YR 4/6	7,4	6,6	32,84	57,3	7,40	1,41	66,11	78,07	84,69	387	262	58,5	292,5	0,20	48,1	35	
	90 - 1,40	Bw2	5YR 4/4	5,0	4,3	11,33	4,5	2,30	0,80	7,60	38,44	19,78	286	284	69,5	360,5	0,19	58,1	55	
Superfície Geomórfica II - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico (LVAd)																				
Perfil 2	0 - 20	Ap1	5YR 4/5	6,0	4,9	19,37	16,80	5,60	1,72	24,12	51,87	46,50	307	304	74,5	314,5	0,24	59,4	40	
	1,20 - 1,60	Bw2	5YR 4/6	5,1	4,4	10,91	1,90	1,00	3,97	6,87	37,71	18,23	328	228	64,5	379,5	0,17	65,8	55	
Superfície Geomórfica II - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico (LVAd)																				
Perfil 3	0 - 15	Ap1	5YR 4/5	5,90	4,70	16,41	10,10	3,90	2,18	16,18	50,44	32,08	345	326	71	258	0,28	50,0	25	
	1,00 - 1,50	Bw2	5YR 4/5	5,00	4,40	10,17	2,10	0,60	0,04	2,74	40,80	6,71	291	303	73,5	332,5	0,22	61,3	40	
Superfície Geomórfica II - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico (LVAd)																				
Perfil 4	0 - 15	Ap1	5YR 4/4	6,50	5,70	21,21	24,20	10,70	2,94	37,84	58,08	65,16	367	298	77,5	257,5	0,30	46,9	30	
	85 - 1,00	Bw2	5YR 4/5	6,10	5,60	10,68	8,50	2,40	0,80	11,70	28,10	41,65	333	269	59,5	338,5	0,18	50,6	45	
Superfície Geomórfica III - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico (LVAd)																				
Perfil 5	0 - 20	Ap1	5YR 4/5	6,40	5,50	25,32	27,00	9,00	2,48	38,48	63,46	60,64	388	248	76	288	0,26	52,5	35	
	85 - 1,30	Bw2	5YR 4/4	6,50	6,00	9,09	11,80	3,30	0,19	15,29	31,69	48,26	309	243	58	390	0,15	68,9	50	
Superfície Geomórfica III - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico (LVd)																				
Perfil 6	0 - 15	Ap1	2,5YR 4/6	6,10	5,10	27,12	32,20	9,30	2,33	43,83	78,09	56,13	312	192	98	398	0,25	82,1	50	
	1,00 - 1,40	Bw2	2,5YR 5/6	6,50	5,90	9,62	18,20	2,90	0,19	21,29	39,51	53,90	264	182	76	478	0,16	96,2	55	

AG = Areia grossa; AF = Areia fina; Por. = Porosidade do solo; S/A = Relação silte/argila.

A caracterização da Hm e da Gt ocorreu após o tratamento da fração argila com NaOH 5 mol L<sup>-1</sup> (1g argila 100ml<sup>-1</sup> solução), para a concentração dos mesmos, segundo método de Norrish e Taylor (1961), modificado por Kämpf e Schwertmann (1982). A razão Gt/(Gt+Hm) foi obtida após o cálculo das áreas dos reflexos da hematita (012) e goethita (110), nos reflexos dos difratogramas, e nesse caso foi multiplicada a área do pico da Gt (110) pelo valor 0,35, devido à intensidade de 35% da hematita (012) (KÄMPF e SCHWERTMANN, 1998).

A determinação dos teores de ferro relativo à totalidade dos óxidos de ferro pedogenéticos extraídos por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (Fed) seguiu a metodologia de Mehra e Jackson (1960), e a determinação dos teores de ferro extraídos por oxalato de amônio (Feo) relativos aos óxidos de ferro pedogenéticos de baixa cristalinidade seguiu a metodologia citada por Camargo et al. (1986).

Para a obtenção das estimativas do teor de Gt, o teor de ferro cristalino foi multiplicado pela razão Gt/(Gt+Hm) e por 1,59. Já para a hematita, multiplicou-se o teor de ferro cristalino por 1,43, após ser subtraído deste valor a quantidade de ferro correspondente à goethita (DICK, 1986), conforme as equações:

$$[(Gt/Gt+Hm)] \times (Fed\%-Feo\%) = \%FeGt; \quad (1)$$

$$FeGt\% \times 1,59 = FeOOH = \%Gt; \quad (2)$$

$$FeGt\% - (Fed\%-Feo\%) = FeHm\%; \quad (3)$$

$$FeHm\% \times 1,43 = Fe_2O_3 = Hm\% \quad (4)$$

### 2.3 Espectroscopia de reflectância difusa

Para a obtenção dos espectros de reflectância difusa, foi moído aproximadamente 0,5 g de TFSA em ágata até a obtenção de coloração constante e foram colocados em um porta-amostras com espaço cilíndrico de 16 mm de diâmetro, coberto por uma lâmina de quartzo. Os valores de reflectância foram determinados, em espectrofotômetro Perkin Elmer Lambda 950, equipado com esfera integradora, a cada 0,5 nm, fazendo uma varredura no intervalo de 380 a 2.500 nm. A partir das curvas de reflectância (R), foi obtida a segunda derivada pela função de Kubelka e Munk (1931). Para isso, foi utilizado um procedimento de alisamento com um algoritmo de ajuste da curva "cubic spline" para série de 31 valores consecutivos de R (SCHEINOST et al., 1998). Nas curvas da segunda

derivada, foram identificadas as bandas características dos óxidos de ferro (SCHEINOST; SCHWERTMANN, 1999). Para a identificação da goethita, foram utilizados os intervalos: mínimo de 415 – 425 nm e o máximo de 440-450 nm, e para a hematita definida por um mínimo de 530- 545 nm e o máximo de 575- 590 nm. Com o valor das amplitudes (distância entre mínimo e máximo) das bandas de absorção para a goethita e hematita, foi obtido o parâmetro R:

$$R = A_{Hm} / (A_{Hm} + A_{Gt}). \quad (5)$$

Em que:  $A_{hm}$  é a amplitude da banda da hematita e  $A_{gt}$  da amplitude da banda da goethita.

A partir desta relação, foi estimada a razão hematita/(hematita+goethita) [ $Hm/(Hm+Gt)$ ] representada pelo fator K:

$$K = -0,134 + 3,016R - 2,622R^2 \quad (\text{se } R < 0,6); \quad (6)$$

$$K = 0,40R \quad (\text{se } R > 0,6). \quad (7)$$

A partir do fator K, foi realizado o cálculo da proporção de hematita (Hm):

$$Hm = 2,274 \times (Fed - Feo) / 1,59 + 1,43 \times (1 - K / K) \quad (8)$$

Em que: Fed é o ferro extraído com citrato-bicarbonato-ditionito e Feo é o ferro extraído com oxalato.

A proporção de goethita (Gt) foi obtida pela seguinte equação:

$$Gt = 1,59 \times [Fed - Feo - (Hm / 1,43)] \quad (9)$$

#### 2.4 Adsorção de Fósforo

Para a avaliação de adsorção de fósforo, foram utilizados 2,0 g de terra fina seca ao ar e transferida para tubo de centrífuga de 50 mL. Foram adicionados 20 mL de solução  $0,005 \text{ mol L}^{-1}$  de  $\text{CaCl}_2$  contendo  $\text{KH}_2\text{PO}_4$ , na concentração de  $100 \text{ mg L}^{-1}$  de fósforo. A relação solo:solução utilizada foi de 1:10. As amostras contendo as soluções de fósforo foram agitadas por 16 horas, à temperatura constante. Após agitação, a centrifugação foi realizada a 2.500 rotações por minuto, por 15 min. O sobrenadante foi coletado para a determinação da concentração de fósforo em equilíbrio por meio de espectrofotômetro de absorção molecular. Para a determinação do fósforo no espectrofotômetro, foi transferida alíquota de 1 mL para tubo de ensaio, adicionando-se 50 mL de solução sulfomolibdica e três gotas de solução  $200 \text{ g L}^{-1}$  de ácido ascórbico. Esta solução foi agitada individualmente por 30

segundos e permaneceu em repouso por 15 min. O comprimento de onda selecionado no espectrofotômetro foi de 650 nm, o qual corresponde ao pico de máxima absorção pelo complexo formado. A quantidade de fósforo adsorvida pelo solo foi calculada subtraindo-se o valor determinado em solução da quantidade total adicionada.

### 2.5 Suscetibilidade Magnética

A suscetibilidade magnética foi analisada pelo medidor MS2, de Bartington Instruments Ltda., o qual foi acoplado a um sensor de laboratório MS2B de duas frequências. Com este sensor, foi possível medir a suscetibilidade magnética, utilizando um campo magnético baixo e alternado, de intensidade de  $80 \text{ A m}^{-1}$  ( $10^{-4}$  T) e de frequência variada.

A análise mineralógica, de espectroscopia de reflectância difusa (ERD), de adsorção de fósforo, bem como a de suscetibilidade magnética (SM) foram realizadas em todas as amostras.

### 2.6 Análise estatística e geoestatística dos dados

A variabilidade dos atributos foi, primeiramente, avaliada pela análise exploratória dos dados, calculando-se a média, a mediana, o coeficiente de variação, o desvio-padrão, coeficientes de assimetria e de curtose, nas três superfícies geomórficas. As médias dos atributos nas três superfícies geomórficas foram comparadas pelo teste de Tukey. A análise de regressão foi realizada entre os teores de goethita e hematita, calculados pelo método de DRX e ERD.

A análise da dependência espacial dos dados na área de 200 hectares foi realizada pela geoestatística (MATHERON, 1963; ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989; VIEIRA et al., 1983). Para isto, foram construídos semivariogramas experimentais com base no cálculo da semivariância  $\gamma(h)$ , por meio da seguinte equação:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (10)$$

Em que:  $\hat{\gamma}(h)$  é a semivariância estimada a partir dos dados experimentais; Z são os valores medidos nos pontos  $x_i$  e  $x_i+h$ ;  $N(h)$  é o número de pares de valores medidos separados por uma distância  $h$ . Os modelos foram ajustados por meio do

programa GS+ (ROBERTSON, 1998). Observada a existência da dependência espacial entre as amostras definida pelo semivariograma, foi possível estimar valores onde a variável não foi medida, fazendo uso da krigagem, segundo Vieira et al. (2002), e conseqüentemente, dos mapas. A confecção dos mapas com os valores obtidos da krigagem foi realizada, utilizando-se do programa Surfer (1999).

Para a realização das FPTs foram utilizados os dados das amostras da área de 145 hectares (pontos da transeção e das laterais da mesma), num total de 220, pontos por meio da análise de regressão entre o P adsorvido observado e os atributos estudados. Antes da utilização das FPTs para o mapeamento do P adsorvido, na área de 500 hectares, 10% do total dos pontos (30 pontos) foram aleatoriamente selecionados para a validação do processo de predição. O mapeamento do P adsorvido observado e predito pelas FPTs na área de 500 hectares, foi realizado por meio da geoestatística.

A avaliação das FPTs quanto à acurácia do mapeamento do P adsorvido foi realizada submetendo os modelos de regressão e os mapas preditos à validação externa, avaliando o erro médio (EM), erro médio absoluto (EMA), coeficiente de concordância (CC) (WILLMOTT, 1982; ZHU et al., 2010; BRUS et al., 2011), raiz quadrada do erro médio (RMSE) e o incremento relativo no RMSE causado pelo uso das funções de pedotransferência ( $IR_{RMSE}$ ).

$$EM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - y_i) \quad (11)$$

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\hat{y}_i - y_i| \quad (12)$$

$$CC = 1 - \left( \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|\hat{y}_i - \bar{y}| + |y_i - \bar{y}|)^2} \right) \quad (13)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (14)$$

$$IR_{RMSE} = \frac{RMSE_{Pads.vo} - RMSE_{PadsFPT}}{RMSE_{Pads.vo}} \times 100$$

Em que:  $N$  é o número de amostras utilizado na validação externa;  $\hat{y}$  é o valor predito;  $y$  é o valor observado,  $\bar{y}$  é a média dos valores observados;  $Pads_{vo}$  é o fósforo adsorvido observado, e  $Pads_{FPT}$  é o fósforo adsorvido predito pelas funções de pedotransferências.

### 3. Resultados e Discussão

Na Tabela 2, estão apresentados os resultados da análise estatística das estimativas dos teores de goethita (Gt) e hematita (Hm) obtidas por difração de raios x (DRX) e pela ERD e os teores de argila. A SG III apresentou maiores teores médios de Gt e Hm em relação às superfícies I e II, assim como a maior amplitude e coeficiente de variação (CV) destes teores.

Os maiores teores destes óxidos na SG III devem-se a uma variação litológica característica do material de origem. Os arenitos da Formação Adamantina apresentam granulação fina, via de regra com estratificação cruzada em alternância com materiais ricos em argila, como os lamitos (SOARES et al., 1980). Na área do presente estudo, os maiores teores de argila e teores de  $Fe_2O_3$  são indícios de que a SG III está sobre uma região com influência destes lamitos, que se caracterizam por uma concentração maior de sedimentação de argila.

A maior amplitude e os maiores valores de CV indicaram maior variabilidade destes teores na SG III, visto ser esta a mais nova e estar em uma posição menos estável da paisagem, corroborando os estudos de Daniels et al. (1970), Parsons et al. (1970), Gamble et al. (1970) e Lepsch et al. (1977). Os mesmos afirmaram que solos em superfícies geomórficas mais novas apresentam maior variação de seus atributos.

Observou-se que os coeficientes de variação relativos à goethita foram maiores que os da hematita. Isto se deve ao fato de as condições de formação da Hm serem mais específicas e menos sensíveis às mudanças do meio, ao contrário da Gt (INDA JUNIOR; KÄMPF, 2005).

Entre os métodos de estimativa dos teores dos óxidos de ferro do presente estudo, observou-se que a ERD subestimou os teores máximos observados em média de 2% (Tabela 2). A limitação da técnica de ERD para obtenção de teores de

hematita em solos com alto teores de óxidos de ferro do Brasil foi observada por Fernandes et al. (2004). Eles atribuíram esta limitação ao fenômeno de saturação da cor, que foi observado próximo aos 15% de hematita em seus estudos. Valores próximos de 5, 10 e 20% de hematita foram encontrados por Torrent et al. (1983), Dick (1986) e Ker (1995), respectivamente, em Latossolos brasileiros. Observou-se na SG III que o teor máximo de hematita estimado por DRX foi de 12,3%, valor próximo aos teores citados na literatura, que apresentaram o fenômeno de saturação da cor. Segundo Torrent et al. (1983), solos com teores maiores que 10% podem ter o efeito de saturação da cor amenizados pela diluição da amostra com quartzo, diluidores-padrão, caulinita, entre outros.

A análise de regressão realizada entre os teores dos óxidos estimados por DRX e por ERD (Figura 2) comprovou a relação positiva entre estes métodos para a obtenção da goethita ( $R^2=0,7$ ;  $p<0,01$ ) e da hematita ( $R^2=0,70$ ;  $p<0,01$ ). Estes resultados concordaram com os de Fernandes et al. (2004), que encontraram correlações positivas entre os teores de hematita e goethita estimados por DRX e os teores destes óxidos calculados a partir da amplitude dos picos da segunda derivada da função Kubelka-Munk, em Latossolos brasileiros. Uma vez que a estimativa dos teores de Gt e Hm utilizando a ERD ocorre de forma mais rápida e precisa (SCHEINOST et al., 1998), este método torna-se importante na avaliação e na quantificação destes óxidos em grande número de amostras. Este aspecto viabiliza o uso dos óxidos de ferro em levantamentos de solo, uma vez que os mesmos são indicadores pedoambientais (KÄMPF; CURI, 2000), possuem dependência espacial (CUNHA et al., 2005; CAMARGO et al., 2008a) e influenciam os atributos físicos e químicos do solo (CAMARGO et al., 2010; CAMARGO et al., 2013).

Na Tabela 3, estão os resultados da análise estatística do ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato (Fed), fósforo adsorvido ( $P_{ads}$ ), e da suscetibilidade magnética do solo (SM) nas três superfícies geomórficas. A SG III apresentou os maiores teores médios dos três atributos, assim como a maior amplitude de teores e CV confirmando ser esta superfície a mais nova e a mais instável.

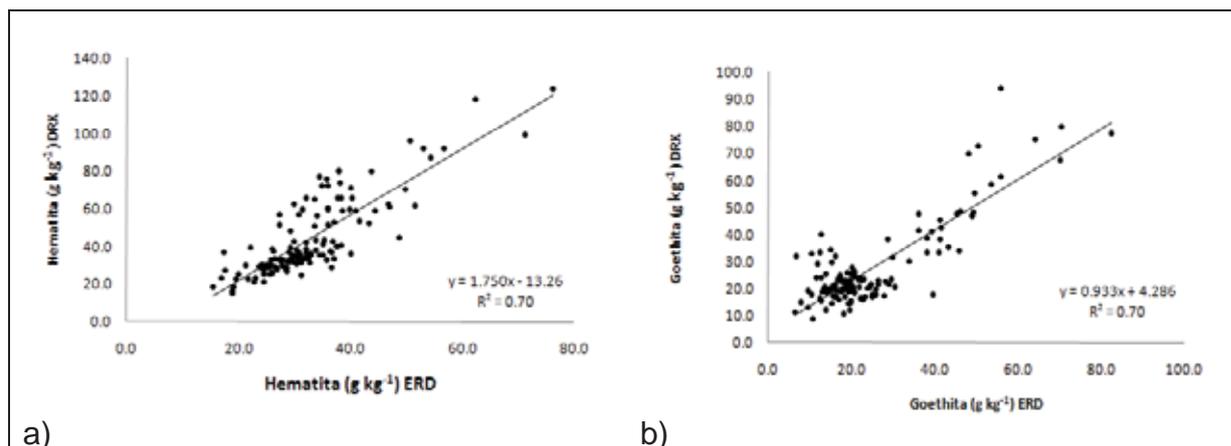


Figura 2. Modelo de regressão; a) entre hematita estimada por DRX e ERD; e b) entre a goethita estimada por DRX e ERD.

Os maiores teores de Fed observados na SG III devem-se aos maiores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  provenientes da variação litológica encontrada na área. Os maiores valores de SM na SG III foram estreitamente relacionados com os maiores teores dos óxidos de ferro presentes nesta SG. Mesmo os óxidos de ferro Gt e Hm não sendo ferrimagnéticos, estes apresentam significativos valores de suscetibilidade magnética (MULLINS, 1977; PETERS; DEKKERS, 2003) e o valor máximo da SM está próximo daqueles correspondentes ao valor mínimo atribuído à SM da maghemita (próximo de  $2,86 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , PETERS; DEKKERS, 2003), o que sinaliza a necessidade de estudos que investiguem a presença de minerais ferrimagnético nesta SG. Luque (2008), em seus estudos, concluiu que a suscetibilidade magnética inferior à  $0,06 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  foi atribuída aos componentes ferrimagnéticos como magnetitas, maghemitas e hidromaghemitas de origem pedogenética.

As extrações de ferro com o ditionito-citrato-bicarbonato, o oxalato de amônio e com o  $\text{H}_2\text{SO}_4$  em diversas concentrações e tempo de exposição (Apêndice B) sinalizaram que os maiores valores da SM na SG III podem ser atribuídos, além dos altos teores de goethita e hematita, à magnetita litogenética de tamanho muito pequeno, uma vez que solos originados deste material de origem podem conter traços deste mineral (COELHO, 1998). Observa-se que na amostra da SG III as medidas de suscetibilidade magnética mantiveram-se constantes em valores elevados após sucessivas extrações (Figura 3B). Este resultado se deve ao fato de a magnetita litogenética de tamanho muito pequeno não ser dissolvida pelo  $\text{H}_2\text{SO}_4$ .

Os maiores teores de fósforo adsorvido na SG III foram relacionados aos maiores teores de Gt e Hm presentes nesta superfície. Os óxidos de ferro adsorvem íons fosfato em sítios de adsorção presentes na superfície dos óxidos de ferro (PARFITT, 1978; STUMM, 1992; PERSSON et al., 1996) e por difusão destes íons nos microporos dos cristais, como ocorre com a Gt (TORRENT et al., 1992).

Os coeficientes de correlação de Pearson foram calculados entre o  $P_{ads}$ , Fed e a SM. Os teores de goethita e hematita utilizados foram os estimados por ERD, uma vez que a correspondência entre a DRX e ERD foi satisfatória. As correlações encontradas foram positivas e significativas a 1% de probabilidade sendo que a SM obteve o maior coeficiente de correlação ( $r$ ) (0,88), seguido do Fed ( $r=0,86$ ) e do teor Gt ( $r=0,80$ ). O teor de hematita apresentou o menor  $r$  (0,64). Estes resultados estão de acordo com as relações entre o  $P_{ads}$  e os óxidos de ferro. O aumento da SM com o aumento do Fed (Tabela 3) indica que foram os óxidos de ferro secundários os responsáveis pelos valores de SM (FINE et al., 1993). Neste sentido, a correlação encontrada entre o P adsorvido e a SM é uma relação indireta entre o  $P_{ads}$  e os óxidos de ferro. A maior correlação entre o  $P_{ads}$  e a Gt demonstrou ser a Gt o óxido de ferro que mais influenciou a adsorção de P no solo no presente estudo.

A goethita, por apresentar maior densidade de grupos  $OH^-$  de coordenação simples, tem maior afinidade com o P (ATKINSON et al., 1974; PARFITT, 1989; FONTES; WEED, 1999). Neste caso, o oxigênio do fosfato ocupa o lugar das hidroxilas das superfícies da goethita, cuja ligação é do tipo covalente ou de troca de ligantes em que o fósforo é adsorvido especificamente, em um processo de difícil reversão (PARFITT et al., 1978; PARFITT, 1989; KIM et al., 2011). Embora a capacidade de adsorção de P por unidade de área entre a Gt e Hm seja similar (TORRENT et al., 1994), a morfologia dos cristais de goethita, que proporciona maior área superfície específica em relação à hematita, contribui para os maiores valores de adsorção de P neste mineral (TORRENT et al., 1992).

Todos os atributos estudados apresentaram dependência espacial, e os parâmetros dos modelos ajustados aos semivariogramas experimentais e os mapas de distribuição espacial estão apresentados na Tabela 4 e Figura 3.

Tabela 3. Estatísticas descritivas do ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato (Fed), da suscetibilidade magnética (SM) e do fósforo adsorvido ( $P_{ads}$ ) da área de 145 hectares.

SG	Média	Mediana	Var.	Máx.	Mín.	Assimetria	Curtose	DP <sup>(1)</sup>	CV <sup>(2)</sup>
Fed (g kg <sup>-1</sup> )									
I	39 b	40	14,10	44	27	-1,19	1,95	3,75	9,5
II	39 b	39	67,00	70	25	1,51	3,50	0,81	20,6
III	64 a	60	318,78	110	19	0,56	0,05	17,85	27,7
SM (10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup> )									
I	0,203 b	0,192	0,00	0,363	0,175	3,59	15,81	0,03	16,2
II	0,281 b	0,240	0,01	0,630	0,128	1,13	0,75	0,11	41,9
III	1,046 a	0,770	0,37	2,91	0,148	1,36	1,03	0,61	58,6
P ads. ( mg kg <sup>-1</sup> )									
I	422 b	416	1713	538	343	0,79	0,93	41	9,8
II	420 b	420	1941	564	327	0,50	0,79	44	10,5
III	559 a	531	11878	842	358	0,53	-0,49	108	19,5

<sup>(1)</sup>Desvio-Padrão; <sup>(2)</sup>Coefficiente de Variação. SG=Superfície Geomórfica; Var.=Variância; Mín.=Mínimo, Máx.=Máximo. Médias seguidas de mesma letra não diferem entre si, pelo teste de Tukey, ao nível de 5 % de probabilidade.

Nos mapas dos teores de Hm estimados por ERD observaram-se regiões subestimadas, principalmente na SG III. Na SG I e II, a ERD subestimou aproximadamente 1,2% dos teores de Hm, e na SG III esse valor foi, em média, de 3% (Figura 3).

Estes resultados podem ter ocorrido devido ao fenômeno de saturação da cor que ocorre com altos teores de Hm, limitando a quantificação da Hm por ERD. Porém, nos mapas dos teores de Gt e Hm estimados por DRX e ERD, observou-se que os padrões de variabilidade espacial destes óxidos foram, proporcionalmente, semelhantes entre si e coincidentes com os limites das superfícies geomórficas, validando a correspondência entre os métodos para a obtenção das estimativas dos teores dos óxidos de ferro. Na SG I e II, os menores teores dos óxidos de ferro pertencem a somente uma classe de intervalos de teores (mais homogêneas), e na SG III os maiores teores pertencem a mais de uma classe (mais heterogênea).

Os mapas dos atributos Fed, SM e  $P_{ads}$  concordaram com a estatística simples e com as correlações encontradas entre o  $P_{ads}$  e os teores de óxidos de ferro (Figura 3 e Tabelas 2 e 3).

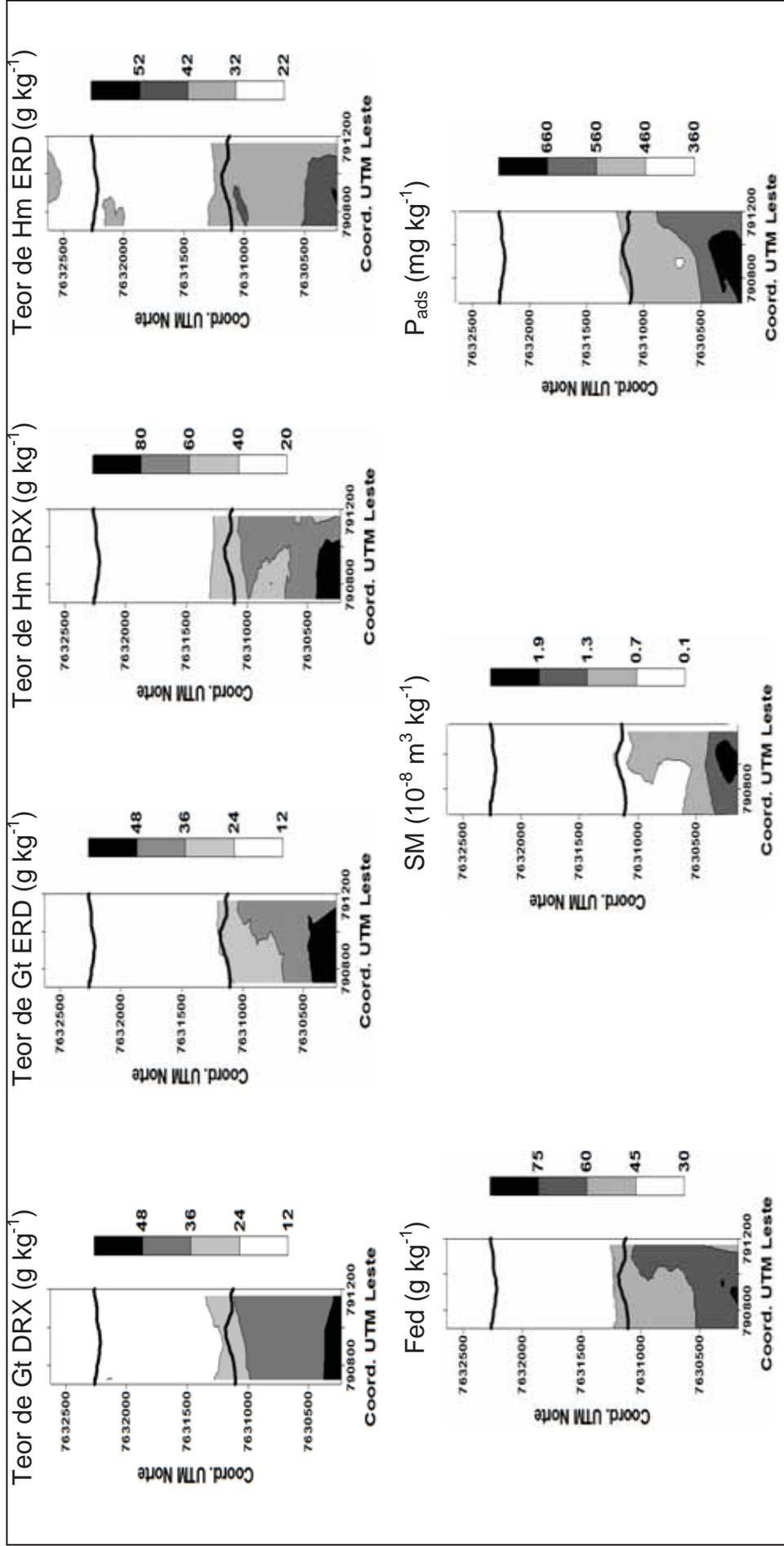


Figura 3. Mapas de distribuição espacial dos teores de goethita (Gt) e hematita (Hm) estimados por difração de raios x (DRX) e espectroscopia de reflectância difusa (ERD), dos teores de ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato (Fed), da suscetibilidade magnética do solo (SM) e dos teores de fósforo adsorvido ( $\text{P}_{\text{ads}}$ ) da área de 145 hectares.

Tabela 4. Parâmetros dos modelos ajustados aos semivariogramas experimentais dos atributos estudados na área de 145 hectares.

Atributos	Modelo	$C_0$	$C_0 + C_1$	$C_0/(C_0+C_1) \times 100$	Alcance(m)	$R^2$	SQR
Gt (DRX)	Gaussiano	72,05	152,42	32	744,25	0,941	919
Gt (ERD)	Gaussiano	59,10	196,84	23	794,27	0,966	1463
Hm (DRX)	Esférico	54,90	281,80	16	1144,00	0,968	3084
Hm (ERD)	Esférico	33,20	73,32	31	1006,00	0,898	387
Fed	Gaussiano	38,70	311,10	11	1054,00	0,988	1560
SM	Esférico	0,018	0,119	13	1357,03	0,934	9,E-04
$P_{ads}$	Esférico	974,83	5701,60	14	1340,79	0,943	2425

$C_0$  = efeito pepita;  $C_0+C_1$  = patamar;  $R^2$  = coeficiente de determinação do modelo;  $C_0/(C_0 + C_1) * 100$  = grau de dependência espacial (moderada: entre 25 e 75 %, fraca: > 75 % e forte:  $\leq$  25 %); SQR= soma dos quadrados dos resíduos; DRX=difração de raios x; ERD=espectroscopia de reflectância difusa; Gt=goethita; Hm=Hematita; Fed=ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; SM=Suscetibilidade magnética;  $P_{ads}$ =fósforo adsorvido.

Esses mapas demonstraram que os maiores teores de Fed e  $P_{ads}$  e as maiores medidas de SM foram observados na SG III, e que estes se encontraram em um número maior de classes de teores e valores de medidas, conferindo a esta SG maior heterogeneidade quanto a estes atributos. Isto reforça a influência das SGs na variabilidade espacial dos óxidos de ferro e que estes foram responsáveis pela distribuição espacial de atributos covariativos, como os do presente estudo, o que comprova o importante caráter de indicador pedoambiental destes óxidos.

Uma vez encontradas correlações positivas entre o  $P_{ads}$  e os teores de Gt e Hm estimados por ERD, Fed e a SM, e com estes atributos apresentando padrão de variabilidade espacial semelhantes, funções de pedotransferência (FPTs) para predição do  $P_{ads}$  foram calibradas pela análise de regressão, utilizando os teores dos óxidos de ferro e a SM como variáveis preditoras (Tabela 5).

Para a calibração das FPTs, 198 pontos da área de 145 hectares foram utilizados e, para validação externa, 22 pontos foram utilizados. Na validação externa, o erro médio (EM), erro médio absoluto (EMA), coeficiente de concordância (CC) (WILLMOTT, 1982; ZHU et al., 2010; BRUS et al., 2011) e a raiz quadrada do erro médio (RMSE) foram calculados (Tabela 5).

As FPTs demonstraram que o  $P_{ads}$  pode ser estimado pelos teores de óxidos de ferro e pela SM. Porém, a FPT que obteve o maior valor do coeficiente de determinação e maior acurácia (menores valores de EM, EMA e RMSE e maior de CC) foi a que possui a SM como variável preditora e a que obteve menor coeficiente de determinação, menor acurácia foi a que possui a  $Hm_{ERD}$  como variável preditora. Isto ocorre devido à maior correlação entre o  $P_{ads}$  e a SM (Tabela 5).

Tabela 5. Modelos de regressão obtidos entre o fósforo adsorvido ( $\text{mg kg}^{-1}$ ) e os teores de goethita e hematita obtidos por espectroscopia de reflectância difusa, teor de ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato ( $\text{Fed}$ ) e suscetibilidade magnética (SM) da área de 145 hectares.

Modelos de regressão (FPT)	$R^2$	EM	EMA	CC	RMSE
$P_{\text{ads}}(\text{Hm}_{\text{ERD}})=345,93+3,9024 \times \text{Hm}_{\text{ERD}}$	0,18	20	67	0,53	80
$P_{\text{ads}}(\text{Gt}_{\text{ERD}})=375,76+3,1016 \times \text{Gt}_{\text{ERD}}$	0,29	-4	52	0,74	66
$P_{\text{ads}}(\text{Fe}_d)=214,36+54,086 \times \text{Fed}$	0,75	12	34	0,94	39
$P_{\text{ads}}(\text{SM})=379,182+172,137 \times \text{SM}$	0,76	4	33	0,93	42

FPT=função de pedotransferência;  $P_{\text{ads}}(\text{Hm}_{\text{ERD}})$ =P adsorvido predito pelo teor de Hm obtido por espectroscopia de reflectância difusa;  $P_{\text{ads}}(\text{Gt}_{\text{ERD}})$ =P adsorvido predito pelo teor de Gt obtido por espectroscopia de reflectância difusa;  $P_{\text{ads}}(\text{Fed})$ =P adsorvido predito pelo Fed e  $P_{\text{ads}}(\text{SM})$  é o P adsorvido predito pela SM.  $R^2$ = coeficiente de determinação da calibração; EM=erro médio; EMA=erro médio absoluto; CC=coeficiente de concordância; e RMSE= raiz quadrada do erro médio. (N da validação externa=22)

As FPTs desenvolvidas no presente estudo foram utilizadas para prever o  $P_{\text{ads}}$  em 278 pontos; e com estes valores e com os teores observados foram construídos semivariogramas e os mapas de distribuição espacial por meio da krigagem (Figura 4). Para avaliar a qualidade dos mapas, eles foram submetidos à validação externa utilizando pontos restantes (30). O incremento relativo (IR) do RMSE ao mapa gerado com os teores do  $P_{\text{ads}}$  observado também foi calculado para a avaliação da qualidade dos mapas (Tabela 6).

Dentre os mapas de distribuição espacial do  $P_{\text{ads}}$  construídos pelos teores preditos pelas FPTs, o que obteve a maior acurácia foi o construído pela FTP, cuja variável preditora é a SM. Observa-se que, mesmo superestimando os teores de  $P_{\text{ads}}$  em uma pequena região da SG III, este mapa foi o que mais se assemelhou ao mapa gerado pelos teores de  $P_{\text{ads}}$  observados, pois apresentou o maior IR do RMSE. Observa-se também que este mapa foi o que apresentou o CC mais próximo de 1, sendo precedido somente do mapa construído pelos teores observados, indicando um mapeamento satisfatório, segundo Sun et al. (2011).

A variável preditora que gerou o mapa com menor acurácia e que menos se assemelhou ao mapa gerado pela krigagem dos teores de  $P_{\text{ads}}$  observados foi a  $\text{Hm}_{\text{ERD}}$ , seguida da  $\text{Gt}_{\text{ERD}}$  e do Fed. A maior acurácia deve ser almejada nos mapeamentos, uma vez que eles não são completamente livres de erro (BROWN; HEUVELINK, 2005; NOL et al., 2010) e a mesma deve ser divulgada para que seja avaliada a confiabilidade das informações contidas nestes mapeamentos.

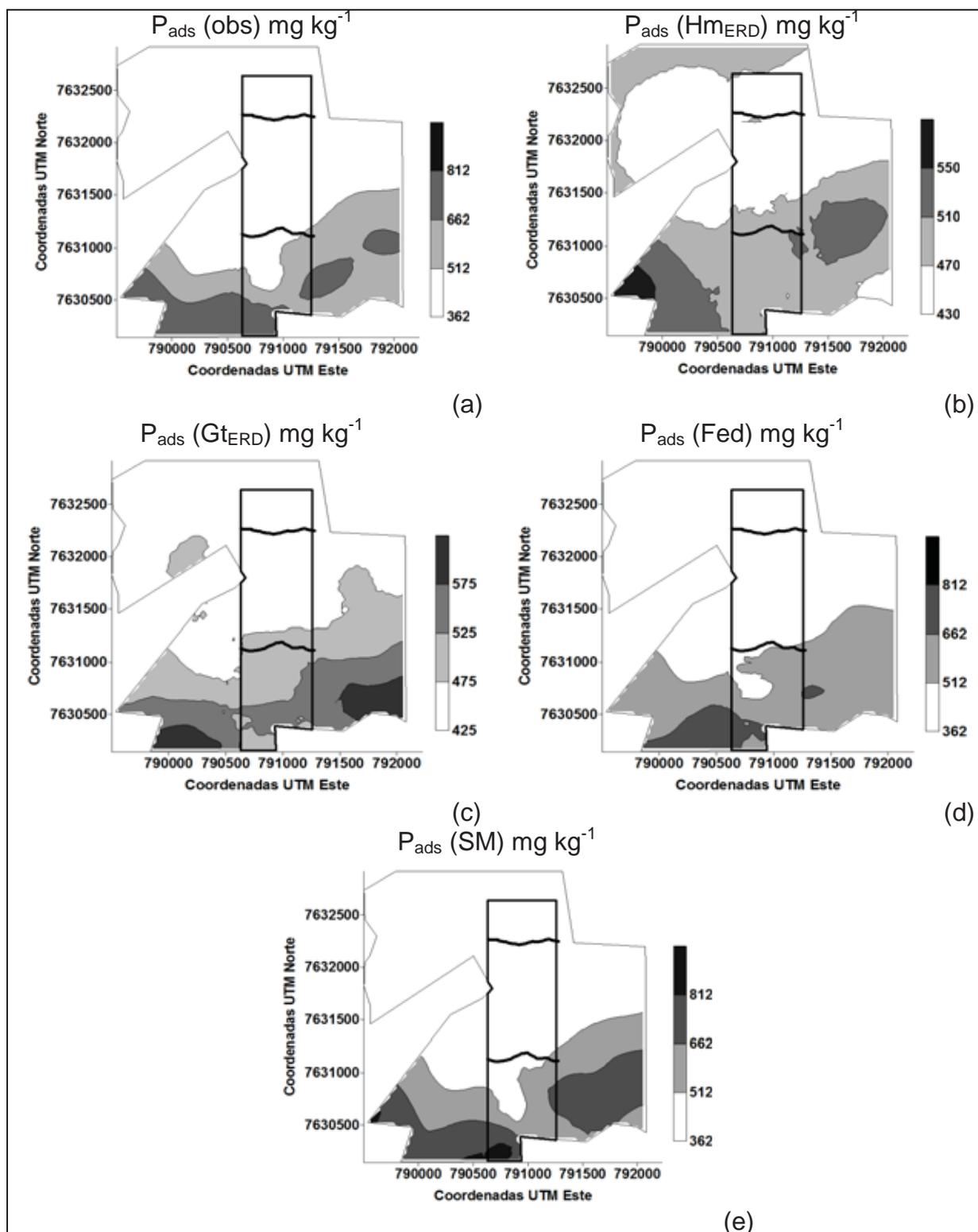


Figura 4. Mapas de distribuição espacial do P adsorvido construídos com: (a) teores observados; (b) teores preditos pelos teores de  $Hm_{ERD}$ ; (c) teores preditos pelos teores de  $Gt_{ERD}$ ; (d) teores preditos pelos teores de Fed, e (e) teores preditos pelos valores de SM da área de 500 hectares.

Tabela 6. Índices de acurácia e incremento relativo (IR) da validação externa do mapeamento da área de 500 hectares (krigagem) do Fósforo adsorvido estimado ( $P_{ads}$ ) pelos modelos de regressão.

	EM	EMA	CC	RMSE	IR <sub>RMSE</sub>
$P_{adsvo}$	-2,06	35,92	0,96	45	-
$P_{adsHm}$	-8,35	73,82	0,40	107	-139,44
$P_{adsGt}$	-8,78	60,45	0,68	89	-99,68
$P_{adsFed}$	2,25	43,28	0,92	55	-22,65
$P_{adsSM}$	0,92	36,66	0,95	46	-4,12

EM=erro médio; EMA=erro médio absoluto; CC=coeficiente de concordância,e RMSE= raiz quadrada do erro médio. (N da validação externa=30)

Observa-se que o padrão de distribuição espacial dos teores de  $P_{ads}$  avaliado de forma indireta, principalmente pela SM, na área de 500 hectares, é correspondente ao padrão de distribuição espacial dos teores de  $P_{ads}$  observados na área de 145 hectares, confirmando a influência das SGs nos atributos estudados, assim como sua bilateralidade, e a SM como importante ferramenta de mapeamento de atributos covariativos dos óxidos de ferro.

Uma vez que os levantamentos de solos não se restringem somente a gerar dados de inventários e distribuição geográfica de classes de solos, mas também, a prover a distribuição espacial quantitativa dos atributos do solo devido à demanda de informação de apoio à agricultura sustentável e à melhoria da qualidade do solo (MINASNY et al., 2003), o presente estudo apresenta uma metodologia eficaz de mapeamento quantitativo de um atributo de significativa importância agrícola e ambiental.

Ficou claro que a acurácia dos resultados consistiu no entendimento das causas de variabilidade destes óxidos que se deu por influência do modelo geomorfológico predominante na área – o de superfícies geomórficas. Estes resultados sinalizam também para o uso da SM para definição de níveis taxonômicos mais baixos por ser uma expressão dos óxidos de ferro e por exprimir com eficiência as relações destes óxidos e os atributos de importância agrícola. Segundo Resende et al. (1986), a cor do solo e a SM são importantes atributos geneticamente dependentes do material de origem e do bioclima e possuem muitos atributos covariativos. Estes mesmos autores defendem o uso destes atributos para a definição dos mais altos e mais baixos níveis categóricos, respectivamente.

#### 4. Conclusões

1. Os teores de goethita e hematita estimados por espectroscopia de reflectância difusa são correspondentes aos teores obtidos por difração de raios x.
2. As superfícies geomórficas influenciam a variabilidade dos teores de goethita e hematita, e conseqüentemente a variabilidade do fósforo adsorvido.
3. A suscetibilidade magnética, dentre os atributos estudados, é a variável preditora de uma função de pedotransferência que permite o mapeamento do fósforo adsorvido com maior acurácia.

#### 5. Referencias Bibliográficas

ACHAT, D. L.; AUGUSTO, L.; MOREL, C.; BAKKER, M. R. Predicting available phosphate ions from physical-chemical soil properties in acidic sandy soil under pine forest. **Journal of Soils and Sediments**, Heidelberg, v. 11, n. 3, p. 452-466, 2011.

ALMEIDA, J. A.; TORRENT, J.; BARRÓN, V. Cor do solo, formas do fósforo e adsorção de fosfatos em Latossolos desenvolvidos de basalto do extremo-sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 6, p. 985–1002, 2003.

ATKINSON, R. J.; PARFITT, R. L.; SMART, R. S. Infrared study of phosphate adsorption on goethite. **Journal of the Chemical Society-Faraday Transactions I. Physical chemistry**, Londres, v. 70, n. 8, p. 1472-1479, 1974.

BARBIERI, D. M.; MARQUES JR., J.; ALLEONI, L. R. F.; GARBUIO, F. J.; CAMARGO, L. A. Hillslope curvature, clay mineralogy, and phosphorus adsorption in an Alfisol cultivated with sugarcane. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 66, n. 6, p. 819–826, 2009.

BARRÓN, V.; HERRUZO, M.; TORRENT, J. Phosphate adsorption by aluminous hematites of different shapes. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 52, n. 3, p. 647-651, 1988.

BARRÓN, V.; TORRENT, J. Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 37, n. 4, p. 499-510, 1986.

BARROW, N. J. A mechanistic model for describing the sorption and desorption of phosphate by soil. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 34, n. 4, p. 733-750, 1983.

BOERO, V.; PREMOLI, A.; MELIS, P.; BARBERIS, E.; ARDUINO, E. Influence of climate on the iron oxide mineralogy of Terra Rossa. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 40, n. 1, p. 8-13, 1992.

BORRGAARD, O.K.; SZILAS, C.; GIMSING, A. L.; RASMUSSEN, L. H. Estimation of soil phosphate adsorption capacity by means of a pedotransfer function. **Geoderma**, Amsterdam, v. 118, n. 1-2, p. 55-61, 2004.

BÖRLING K.; BARBERIS E.; OTABBONG, E. Impact of long-term inorganic phosphorus fertilization on accumulation, sorption and release of phosphorus in five Swedish soil profiles. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, Dordrecht, v. 69, n. 1, p. 11-21, 2004.

BRANDT NETO, M. **O Grupo Bauru na região centro-norte do Estado de São Paulo**. 1984. Tese (Doutorado em Solos), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1984.

BROWN, J. D.; HEUVELINK, G. B. M. Assessing uncertainty propagation through physically based models of soil water flow and solute transport. In: ANDERSON, M. G. (Ed.). **Encyclopedia of hydrologic sciences**. Chichester: Wiley, 2005. p. 1181–1195.

BRUS, D.; KEMPEN, B.; HEUVELINK, G. B. M. Sampling for validation of digital soil maps. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v.62, n. 3, p. 394–407, 2011.

BURKITT, L. L.; GOURLEY, C. J. P.; HANNAH, M. C.; SALE, P. W. G. Assessing alternative approaches to predicting soil phosphorus sorption. **Soil Use and Management**, Oxford, v. 22, n. 4, p. 325-333, 2006.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JR, J.; PEREIRA, G. T.; ALLEONI, L. R. F. Spatial correlation between the composition of the clay fraction and contents of available phosphorus of an Oxisol at hillslope scale, **Catena**, Amsterdam, v. 100, n. 1, p. 100-106, 2013.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JR., J.; PEREIRA, G. T.; HORVAT, R. A. Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um Latossolo sob diferentes formas de relevo. I - Mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, p. 2269-2277, 2008a.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JR., J.; PEREIRA, G. T.; HORVAT, R. A. Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um latossolo sob diferentes formas do relevo. II - correlação espacial entre mineralogia e agregados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, p. 2279-2288, 2008b.

CAMARGO L. A.; MARQUES JR. J.; PEREIRA, G. T. Spatial variability of attributes of an alfisol under different hillslope curvatures. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 3, p. 617-630, 2010.

CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, L. M. A. S. **Métodos de análise química, mineralógica e física dos solos do Instituto Agrônomo de Campinas**. Campinas: Instituto Agrônomo, 1986. 96 p. (Boletim Técnico, 106).

CESSA, R. M. A.; CELI, L.; VITORINO, A. C. T.; NOVELINO, J. O.; BARBERIS, E. Área superficial específica, porosidade da Fração argila e adsorção de fósforo em dois latossolos vermelhos **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, n. 5, p. 1153-1162, 2009.

CUNHA, P.; MARQUES JR., J.; CURI, N.; PEREIRA, G. T.; LEPSCH, I. F. Superfície geomórficas e atributos de latossolos em uma seqüência arenítico-basáltica da região de Jaboticabal (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 1, p. 81-90, 2005.

DALY, K.; JEFFREY, D.; TUNNEY, H. The effect of soil type on phosphorus sorption capacity and desorption dynamics in Irish grassland soils. **Soil Use and Management**, Oxford, v. 17, n.1, p. 12-20, 2001.

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. E.; CADY, J. G. Some relations among coastal plain soils and geomorphic surfaces in North-Carolina. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 34, n. 4, p. 648-653, 1970.

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. E.; CADY, J. F. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 23, p. 51–87, 1971.

DAY, P. R. Particle fraction and particle fractionation and particle-size analysis. In: BLACK, C. A. (Ed.). **Methods of soil analysis**. Madison: Am. Soc. Agron., 1965, p. 545-566.

DICK, D. P. **Caracterização de óxidos de ferro e adsorção de fósforo na fração argila de horizontes B Latossólicos**. 1986. 196 f. Dissertação - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1986.

DUBUS, I. G.; BECQUER, T. Phosphorus sorption and desorption in oxide-rich ferasols of New Caledonia. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 39, n. 3, p. 403-414, 2001.

EMBRAPA - Empresa brasileira de pesquisa agropecuária. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306p.

FERNANDES, R. B. A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J., FONTES, M. P. F. Quantificação de óxidos de ferro de Latossolos Brasileiros por espectroscopia de refletância difusa. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 2, p. 245-257, 2004.

FINE, P.; SINGER, M. J.; VEROSUB, K. L.; TENPAS, J. New evidence for the origin of ferimagnetic minerals in loess from China, **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 6, p. 1537–1542, 1993.

FONTES, M. P. F.; WEED, S. B. Phosphate adsorption by clays from Brazilian Oxisols: relationships with specific surface area and mineralogy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 72, n. 1-2, p. 37-51, 1996.

GAMBLE, E. E.; DANIELS, R. B.; NETTLETO, W. D. Geomorphic surfaces and soils in black-creek-valley, Johnston-County, North-Carolina. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 34, n. 2, p. 276-281, 1970.

GONÇALVES, G. K.; MEURER, E. J.; BORTOLON, L.; GONÇALVES, D. R. N. Relação entre óxidos de ferro e de manganês e a sorção de fósforo em solos no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 5, p. 1633-1639, 2011.

GOOVAERTS, P. Geostatistical modeling of uncertainty in soil science. **Geoderma**, Amsterdam, v. 103, n. 1, p. 3–26, 2001.

GUZMAN, G.; ALCANTARA, E.; BARRON, V.; TORRENT, J. Phytoavailability of phosphate adsorbed on ferrihydrite, hematite, and goethite. **Plant and Soil**, The Hague, v. 159, n. 2, p. 219-225, 1994.

HORTA, M. C.; TORRENT, J. Phosphorus desorption kinetics in relation to phosphorus forms and sorption properties of Portuguese acid soils. **Soil Science**, Baltimore, v. 172, n. 8, p. 631–638, 2007.

INDA JÚNIOR, A. V.; KÄMPF, N. Variabilidade de goethita e hematita via dissolução redutiva em solos de região tropical e subtropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 6, p. 851-866, 2005.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (São Paulo, SP). **Mapa geomorfológico do estado de São Paulo**. Esc. 1:1.000.000. São Paulo: IPT/DMGA, 1981. 2v.

ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **Applied geostatistics**. New York: Oxford University Press. 1989. 561 p.

JAISI, D. P.; BLAKE, R. E; KUKKADAPU, R. K. Fractionation of oxygen isotopes in phosphate during its interactions with iron oxides. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Londres, v. 74, n. 4, p. 1309–1319, 2010.

JACKSON, M. L. **Soil Chemical Analysis**, 2nd edition., Madison, 1985. 930 p.

JOHNSON, S. E.; LOEPPERT, R. H. Role of organic acids in phosphate mobilization from iron oxide. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 70, n. 1, p. 222–234, 2006.

KÄMPF, N.; CURI, N. Óxidos de ferro: Indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. V. H.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. v.1. p.107-138.

KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Avaliação da estimativa de substituição de Fe por Al em hematitas de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 22, 2, p. 209-213, 1998.

KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. The NaOH concentration method for iron oxides in soils. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 30, n. 6, p. 401-408, 1982.

KER, J. C. **Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil**. 1995. 181 f. Tese - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 1995.

KIM, J.; LI, W.; PHILIPS, B. L.; GREY, C. P. Phosphate adsorption on the iron oxyhydroxides goethite ( $\alpha$ -FeOOH), akaganeite ( $\beta$ -FeOOH), and lepidocrocite ( $\gamma$ -FeOOH): a  $^{31}\text{P}$  NMR Study. **Energy and Environmental Science**, Cambridge, v. 4, n. 10, p. 4298-4305, 2011.

KUBELKA, P.; MUNK, F. Ein Beitrag zur Optik der Farbanstriche. **Zeitschrift für technische Physik**, Jahrgang, v. 12, p. 593-601, 1931.

LAGACHERIE, P.; McBRATNEY, A. B. Spatial soil information systems and spatial soil inference systems: perspectives for digital soil mapping. In: Lagacherie, P.; McBRATNEY, A. B.; VOLTZ, M. (Ed.). **Digital soil mapping: An introductory perspective**. Amsterdam: Elsevier, 2007. p.3-24.

LEPSCH, I. F.; BUOL, S. W.; DANIELS, R. B. Soil-landscape relationships in an area of the Occidental Plateau of São Paulo, Brazil: I. Geomorphic Madison surface and soil mapping units. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 41, n. 1, p. 104-109, 1977.

LUQUE, E. C. **Propiedades magnéticas de los óxidos de hierro en suelos**. 2008. 179 f. Tese (Doctorado em las Ciencias Químicas) - Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y de Montes, Universidad de Córdoba, Córdoba, 2008.

MAGUIRE, R. O.; FOY, R. H.; BAILEY, J. S.; SIMS, J. T. Estimation of the phosphorus sorption capacity of acidic soils in Ireland. **European journal of soil science**, Oxford, v. 52, n. 3, 479–487, 2001.

MANZINI, F. F. **O cretácio da região de Monte Alto**. 1990. 91 f. Dissertação - Instituto de Geociências/Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 1990.

MATHERON G. **Traité de Géostatistique Appliquée, Tome II: Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières**. Paris: Editions Technip.1963.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removed from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 7, n. 1, p. 1317-327, 1960.

MESQUITA FILHO, M. V.; TORRENT J. Phosphate sorption as related to mineralogy of a hydrosequence of soils from the Cerrado region (Brazil). **Geoderma**, Amsterdam, v. 58, n. 1, p. 107-123, 1993.

McBRATNEY, A. B.; PRINGLE, M. J. Estimating average and proportional variograms of soil properties and their potential use in precision agriculture. **Precision Agriculture**, Dordrecht, v. 28, n. 2, p. 125-152, 1999.

MINASNY, B.; McBRATNEY, A. B.; MENDONÇA-SANTOS, M. L.; SANTOS, H.G. **Revisão sobre funções de pedotransferência (PTFs) e novos métodos de predição de classes e atributos do solo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2003. 50 p. (Documento, 45)

MULLINS, C. E. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science - a review. **Journal of soil science**, Oxford, v. 28, n. 2, p. 223-246, 1977.

NOL, L.; HEUVELINK, G. B. M; VELDKAMP, A.; de VRIES, W.; KROS, J. Uncertainty propagation analysis of an N<sub>2</sub>O emission model at the plot and landscape scale. **Geoderma**, Amsterdam, v. 159, n. 1-2, p. 9–23, 2010.

NORRISH, K.; TAYLOR, R. M. The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. **Journal of soil science**, Oxford, v. 12, n. 2, p. 294-306, 1961.

PARFITT, R. L. Anion adsorption by soils and soil materials. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 30, p. 1-5, 1978.

PARFITT, R. L. Phosphate reactions with natural allophone, ferrihydrite and goethite. **Journal of soil science**, Oxford, v. 40, n. 3, p. 359-369, 1989.

PARSONS, R. B.; BALSTER C. A.; NESS, A. O. Soil development and geomorphic surfaces, Willamette Valley, Oregon. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 34, n. 3, p. 485-491, 1970.

PARSONS, R. B.; HERRIMAN, R. C. Geomorphic surfaces and soil development in the upper Rouge River Valley, Oregon. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 40, n. 6, p. 933-938, 1976.

PERSSON, P.; NILSSON, N.; SJOBERG, S. Structure and bonding of orthophosphate ions at the iron oxide-aqueous Interface. **Journal of Colloid and Interface Science**, New York, v. 177, n. 1, p. 263-275, 1996.

PETERS, C.; DEKKERS, M. J. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 28, n. 16-19, p. 659-667, 2003.

RESENDE, M.; SANTANA, D. P.; FRANZMEIER, D. P.; COEY, J. M. D. Magnetic properties of Brazilian Oxisols. In: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP, 8., 1986, Rio de Janeiro, **Proceedings...** Rio de Janeiro: Embrapa, 1986. p. 78-108.

ROBERTSON, G. P. **GS<sup>+</sup> geostatistics for the environmental sciences: GS<sup>+</sup> user's guide**. Plainwell: Gamma Design Software, 1998. 152p.

ROLIM NETO, F. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; COSTA, L. M.; CORRÊA, M. M., FERNANDES FILHO, E. I.; IBRAIMO, M. M. Adsorção de fósforo, superfície específica atributos mineralógicos em solos desenvolvidos de rochas vulcânicas do Alto Paranaíba (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 6, p. 953-964, 2004.

RUHE, R. V. **Quaternary landscapes in Iowa**. Ames: Iowa State University Press, 1969. 255 p.

SATO S.; COMEFORD, N. B. Influence of soil pH on inorganic phosphorus sorption and desorption in a humid Brazilian Ultisol. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 5, p. 685-694, 2005.

SCHEINOST, A. C.; CHAVERNAS, A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J. Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to nearinfrared range to identify and quantify Fe oxides in soils. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 46, n. 5, p. 528-536, 1998.

SCHEINOST, A. C.; SCHWERTMANN U. Color identification of iron oxides and hydroxysulfates: use and limitations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 63, n. 5, p. 1463-1471, 1999.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron oxides, In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Eds.). **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: SSSA, 1989. p. 379–438.

SIQUEIRA, D. S.; MARQUES JR. J.; MATIAS, S. S. R.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; BAFFA, O.; OLIVEIRA, L. C. de. Predicting the properties of Brazilian Haplustalfs from magnetic susceptibility measurements. **Soil Use and Management**, Oxford, v. 26, n. 4, p. 425-431, 2010.

SINGH, B.; GILKES, R. J. Phosphorus sorption in relation to soil properties for the major soil types of south-western. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 29, n. 5, p. 603-628, 1991.

SOARES, P.C.; LANDIM, P. M. B.; FÚLFARO, V. J.; SOBREIRO NETO, A. F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 10, n. 3, p. 177-185, 1980.

STUMM, W. **Chemistry of the solid–water interface processes at the Mineral–Water and Particle–Water Interface in Natural Systems**, New York: Wiley, 1992.

SUN, X. L.; WU, S. C.; WANG, H. L.; ZHAO, Y. G.; ZHA, Y.; ZHANG, G. L.; MAN, Y. B., WONG M. H. Uncertainty analysis for the evaluation of agricultural soil quality based on digital soil maps. **Soil Science Society of America Journal**, Madison v. 76, n. 4, 1379–1389, 2011.

SURFER : User's guide. Version 7.0. New York: Golden software Inc, 1999. 619p.

TIESSSEN, H. Phosphorus dynamics in tropical soils. In: SIMS, J.T.; SHARPLEY, A. N. (Eds.). **Phosphorus: agriculture and the environment**, 2005. p. 253–262.

TORRENT, J.; BARRÓN, V.; SCHWERTMANN, U. Phosphate adsorption and desorption by goethites differing in crystal morphology. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 54, n. 4, p. 1007-1012, 1990.

TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; BARRON, V. Fast and slow phosphate sorption by goethite- rich natural materials. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 40, n. 1, p. 14-21, 1992.

TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; BARRON, V. Phosphate sorption by natural hematites. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 45, n. 1, p. 45-51, 1994.

TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; FECHTER, H.; ALFEREZ, F. Quantitative relationships between soil colour and hematite content. **Soil Science**, Baltimore, v. 136, n. 6, p. 354-358, 1983.

VIEIRA, S. R.; HATFIELD, J. L.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. **Hilgardia**, Berkeley, v. 51, n. 1, p. 1-75, 1983.

VIEIRA, S. R.; MILLETE, J.; TOPP, G. C.; REYNOLDS, W. D. Handbook for geostatistical analysis of variability in soil and climate data. In: ALVAREZ V. V. H.; SCHAEFER, C. E. G. R.; BARROS, N. F.; MELLO, J. W. V.; COSTA, J. M., (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2002. v.2. p.1-45.

VILLAPANDO, R. R.; GRAE, D. A. Phosphorus sorption and desorption properties of the spodic horizon from selected Florida Spodosols. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, n. 2, p. 331-339, 2001.

WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. **Bull. Bulletin of the American Meteorological Society**, Boston, v. 63, n. 11, p. 1309–1313, 1982.

WISAWAPIPAT, W.; KHEORUENROMNE, I.; SUDDHIPRAKARN, A.; GILKES, R. J. Phosphate sorption and desorption by Thai upland soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 153, n. 1-2, p. 408–415, 2009.

ZHU, A. X.; YANG, L.; LI, B.; QIN, C.; PEI, T.; LIU, B. Construction of membership functions for predictive soil mapping under fuzzy logic. **Geoderma**, Amsterdam, v. 155, n. 3-4, p. 164–174, 2010.

## APÊNDICES

Apêndice A. Difratogramas representativos da área de estudo.

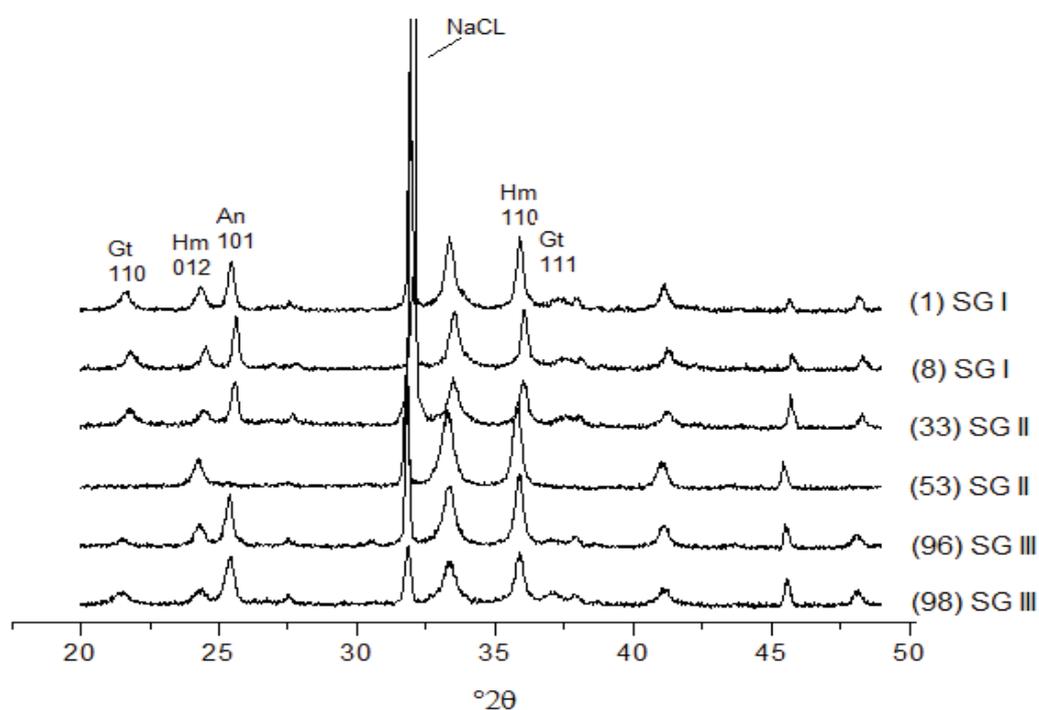


Figura 1A. Difratogramas das argilas após a concentração dos óxidos de ferro das amostras 1, 8, 33, 53, 96 e 98. SG= Superfície Geomórfica.

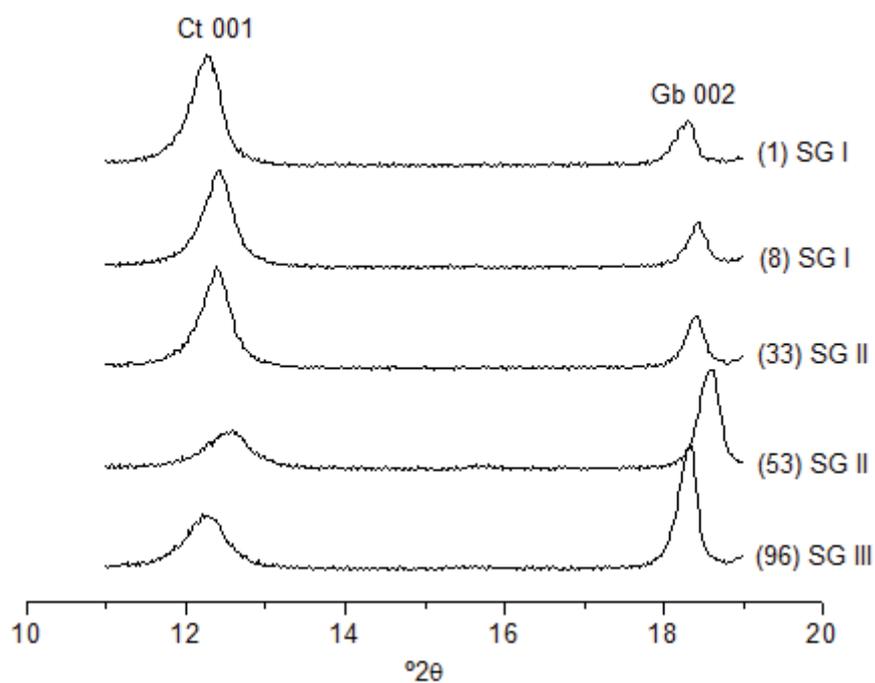


Figura 1B. Difratogramas das argilas após a remoção dos óxidos de ferro das amostras 1, 8, 33, 53 e 96. SG= Superfície Geomórfica.

Apêndice B. Figuras referentes ao teste de dissolução da maghemita.

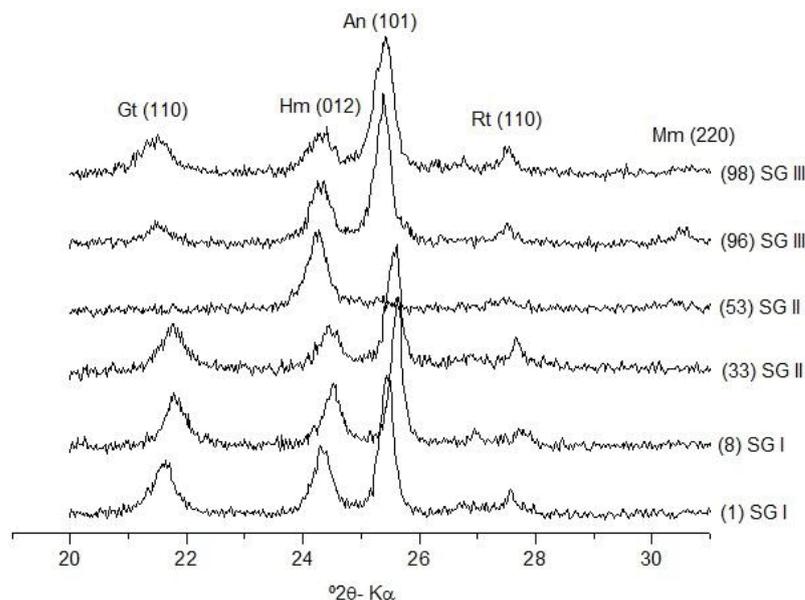


Figura 1B. Detalhe dos difratogramas das argilas após a concentração dos óxidos de ferro das amostras 1, 8, 33, 53, 96 e 98 da transeção. SG= superfície geomórfica, Gt= goethita, Hm = hematita, An= anatásio, Rt= rutilo, Mm= maghemita.

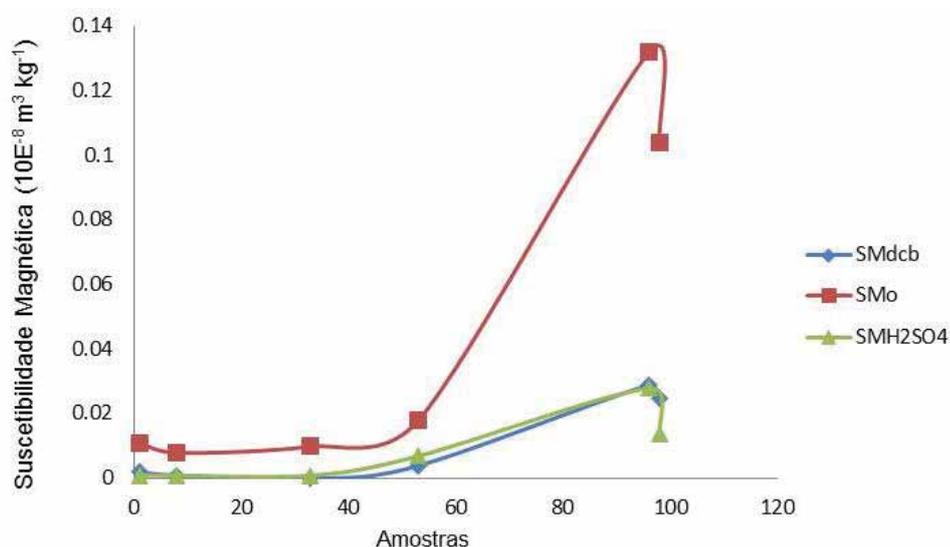


Figura 2B. Suscetibilidade magnética das amostras tratadas com ditionito-citrato-bicarbonato (SMdcb), oxalato de amônio (SMO) e H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (SMH<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>).

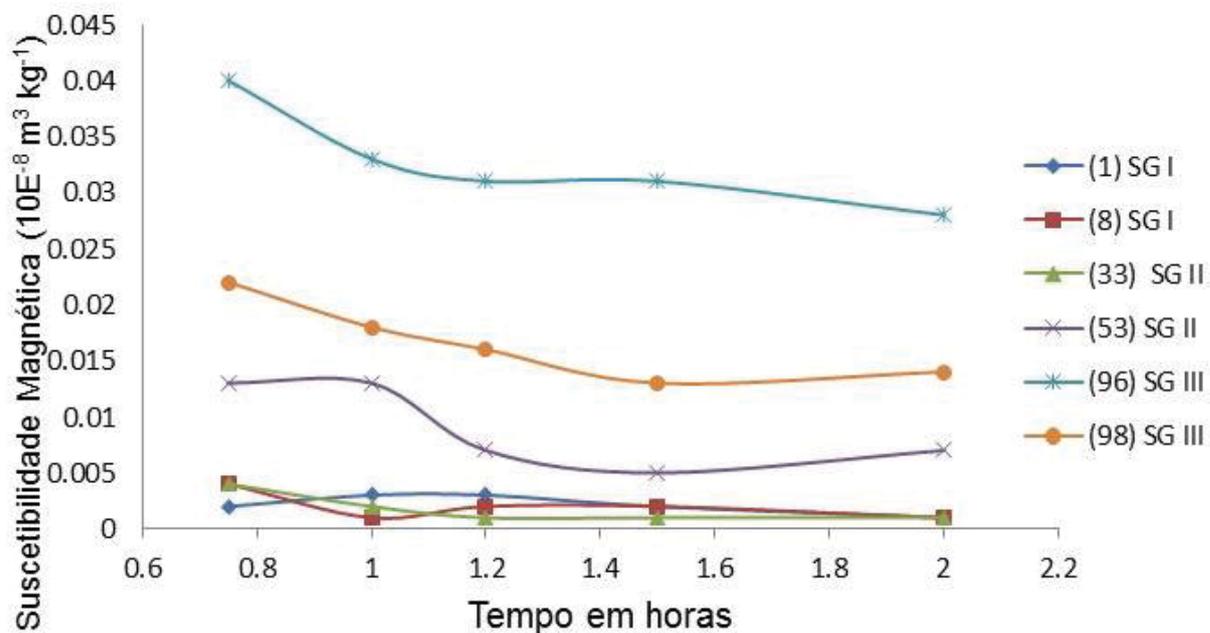


Figura 3B. Suscetibilidade magnética dos resíduos das amostras estudadas em função do tempo de dissolução. SG = superfície geomórfica.

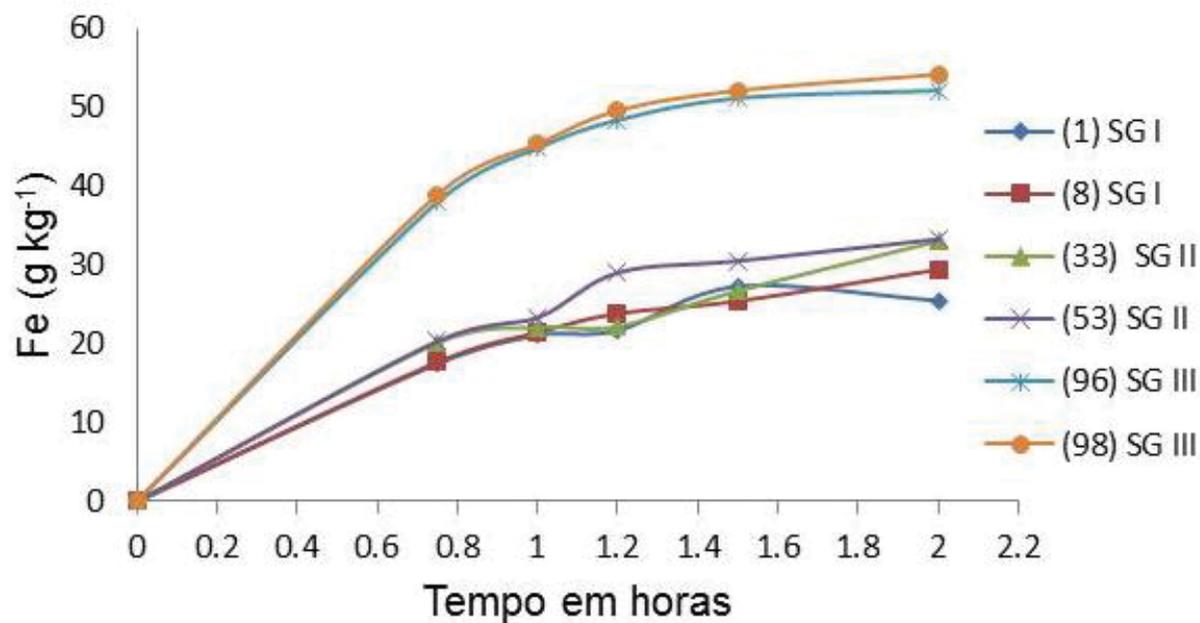


Figura 4B. Teor de ferro extraído das amostras em função do tempo de dissolução. SG = superfície geomórfica.

## Apêndice C. Semivariogramas da área de 145 hectares (Capítulo 2).

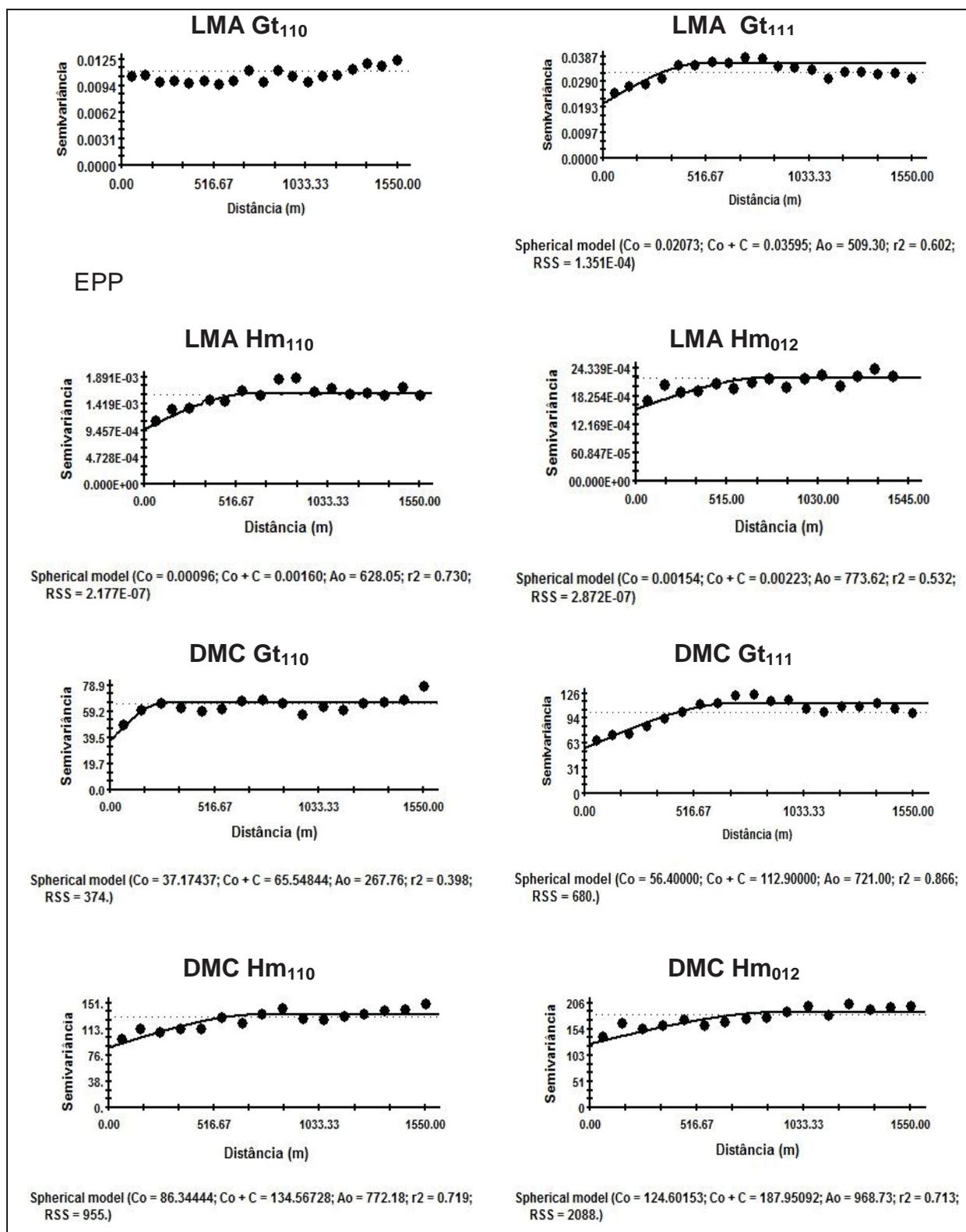


Figura 1C. Semivariogramas dos atributos LMA (largura a meia altura), DMC (diâmetro médio do cristal), dos óxidos de ferro da área de 145 hectares. Gt= goethita, Hm=hematita, EPP= efeito pepita puro.

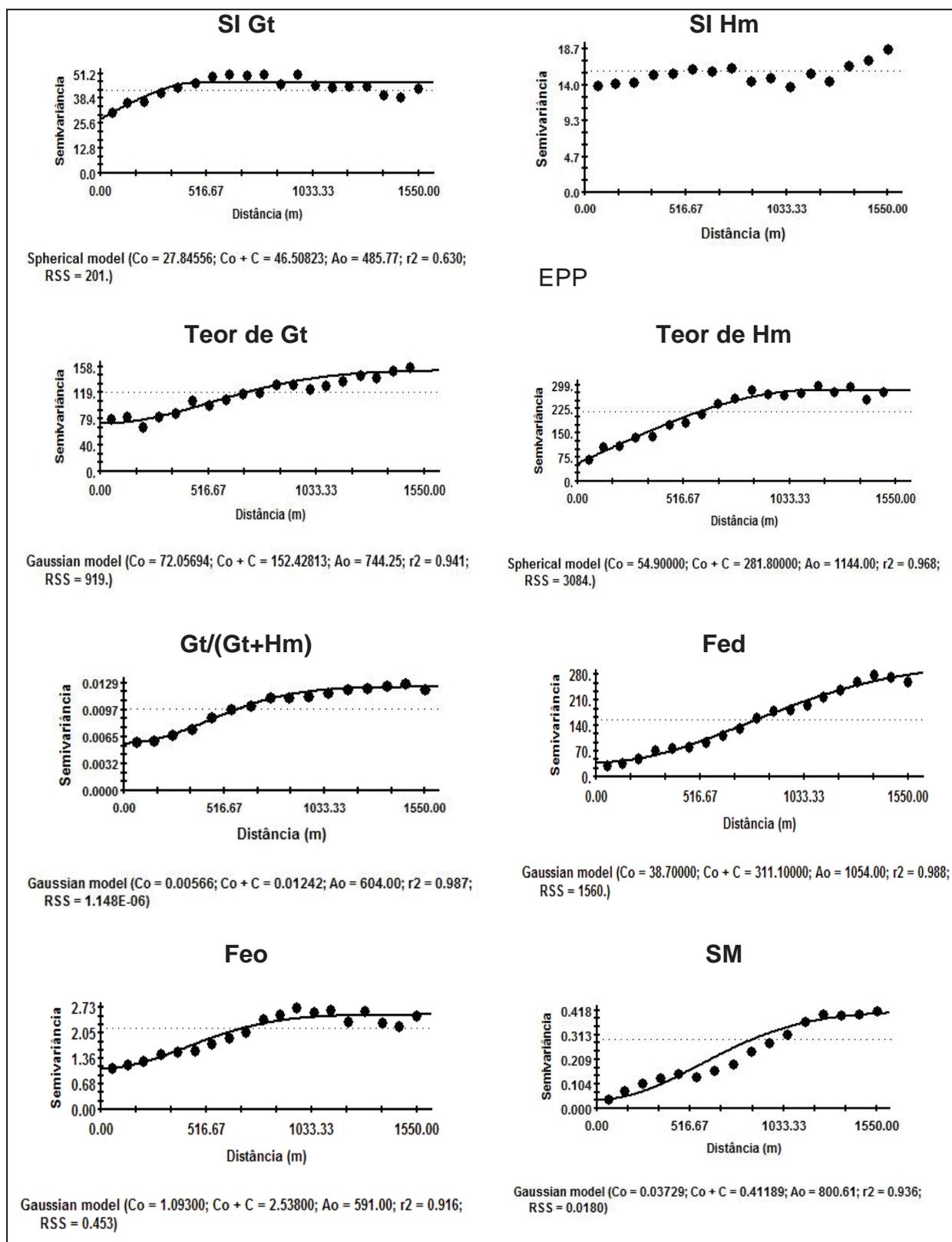


Figura 2C. Semivariogramas dos atributos SI (substituição isomórfica de Fe por Al) teores dos óxidos de ferro, razão Gt/(Gt+Hm), Fed (ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato) e Feo (ferro extraído por oxalato de amônio) e SM (susceptibilidade magnética) da área de 145 hectares. Gt= goethita e Hm=hematita, EPP= efeito pepita puro.

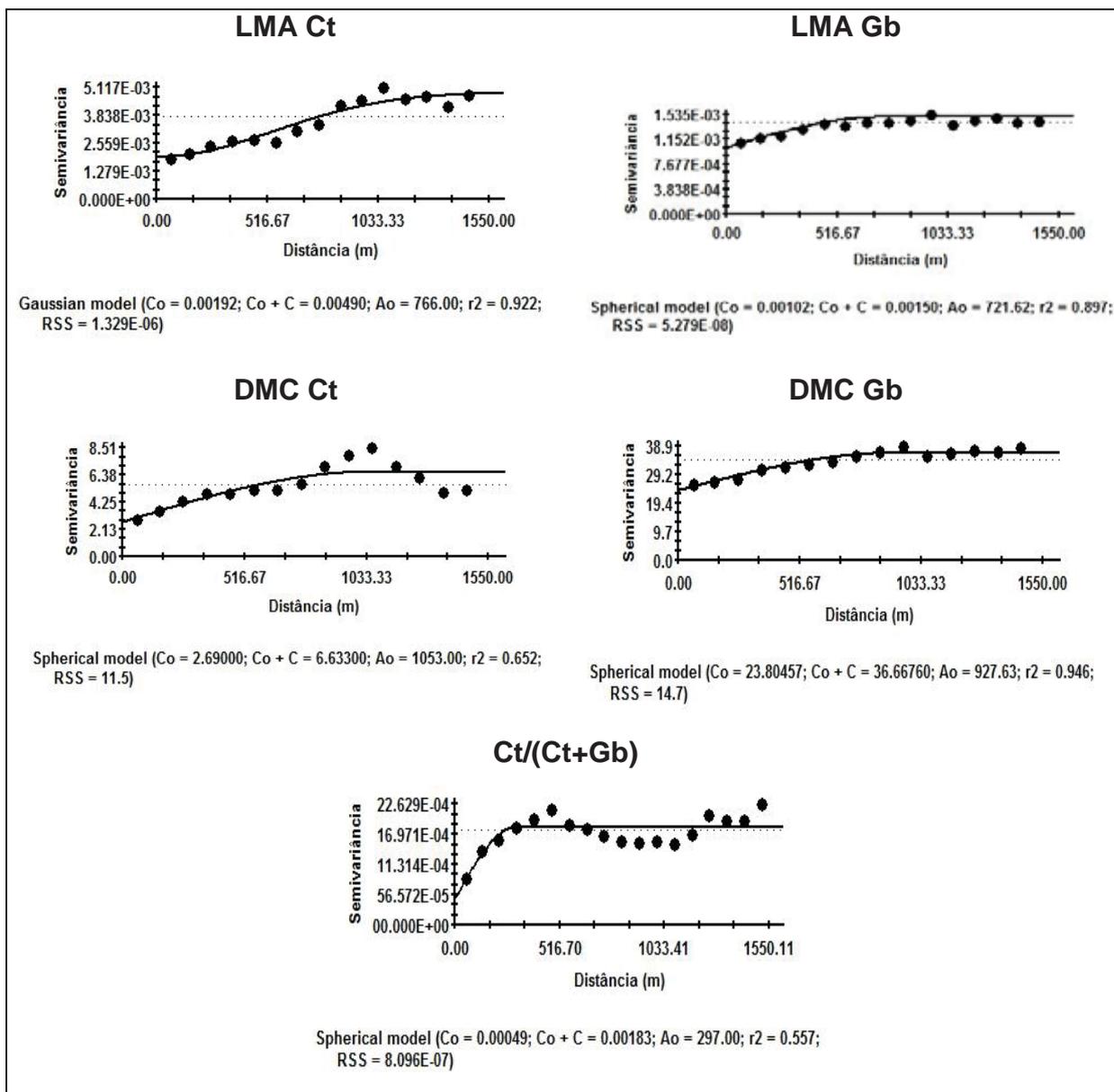


Figura 3C. Semivariogramas dos atributos LMA (largura a meia altura), DMC (diâmetro médio do cristal) da Ct (caulinita) e Gb (gibbsita) da área de 145 hectares.

Apêndice D. Estatística e Geoestatística (semivariogramas) da área de 500 hectares (Capítulo 2)

Tabela 1D. Estatísticas descritivas dos atributos da mineralogia da fração argilas da área de estudo (área 500 hectares) na profundidade 0,0 a 0,2 m.

Atributos	Média	Mediana	Mín.	Máx.	Variância	Assimetria	Curtose	DP <sup>(1)</sup>	CV <sup>(2)</sup>
LMA <sub>gt110</sub>	0,337	0,328	0,110	0,690	0,011	0,59	0,58	0,10	31,72
LMA <sub>gt111</sub>	0,506	0,502	0,107	1,088	0,047	0,12	-0,93	0,21	43,11
LMA <sub>hm110</sub>	0,184	0,178	0,01	0,380	0,001	0,88	1,78	0,04	24,16
LMA <sub>hm012</sub>	0,247	0,235	0,116	0,645	0,005	2,04	7,05	0,07	29,52
DMC <sub>gt110</sub>	27,92	25,80	12,28	76,00	109,40	1,71	3,89	10,46	37,37
DMC <sub>gt111</sub>	21,51	16,70	7,70	80,20	160,41	1,58	2,52	12,66	58,89
DMC <sub>hm110</sub>	50,15	12,11	22,11	91,50	146,71	0,76	0,94	12,11	24,15
DMC <sub>hm012</sub>	56,63	55,25	20,50	102,55	215,37	0,27	0,17	14,67	25,91
ASE <sub>gt</sub>	94,63	94,96	27,86	198,41	999,14	0,59	0,58	31,61	33,40
ASE <sub>hm</sub>	34,26	33,42	10,55	78,79	71,44	1,04	3,79	8,45	24,67
Gt/(Gt+Hm)	0,281	0,280	0,04	0,59	0,010	0,32	-0,08	0,10	37,14
Fe <sub>d</sub>	50,96	43,50	18,60	112,10	338,43	1,28	1,06	18,39	36,09
Fe <sub>o</sub>	5,83	5,60	2,2	11,1	2,5	0,77	0,53	1,58	27,10
Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	0,12	0,12	0,05	0,33	0,00	1,48	5,13	0,03	25,00
SM	0,658	0,371	0,121	3,276	0,425	1,75	2,44	0,652	99,12
LMA <sub>ct</sub>	0,516	0,503	0,359	0,740	0,00	0,65	0,06	0,07	14,59
LMA <sub>gb</sub>	0,292	0,284	0,205	0,555	0,00	1,59	4,00	0,05	18,39
DMC <sub>ct</sub>	16,48	16,60	11,30	23,20	5,35	0,08	-0,07	2,31	14,03
DMC <sub>gb</sub>	29,43	29,50	13,90	40,90	22,96	-0,36	0,30	4,79	16,28
Ct/(Ct+Gb)	0,65	0,66	0,22	0,97	0,01	-0,53	-0,08	0,12	18,55

<sup>(1)</sup>Desvio-Padrão; <sup>(2)</sup>Coefficiente de Variação. Mín.=Mínimo; Máx.=Máximo; LMA=Largura a Meia Altura ( $^{\circ}2\theta$ ); DMC=Diâmetro Médio do Cristal (nm); ASE=Área de superfície específica ( $m^2 g^{-1}$ ); Fe<sub>d</sub>= Teores de ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato ( $g kg^{-1}$ ); Fe<sub>o</sub>=Teores de ferro extraído por oxalato ácido de amônio ( $g kg^{-1}$ ); Gt= goethita; Hm= Hematita; Ct= Caulinita; Gb= Gibbsita.

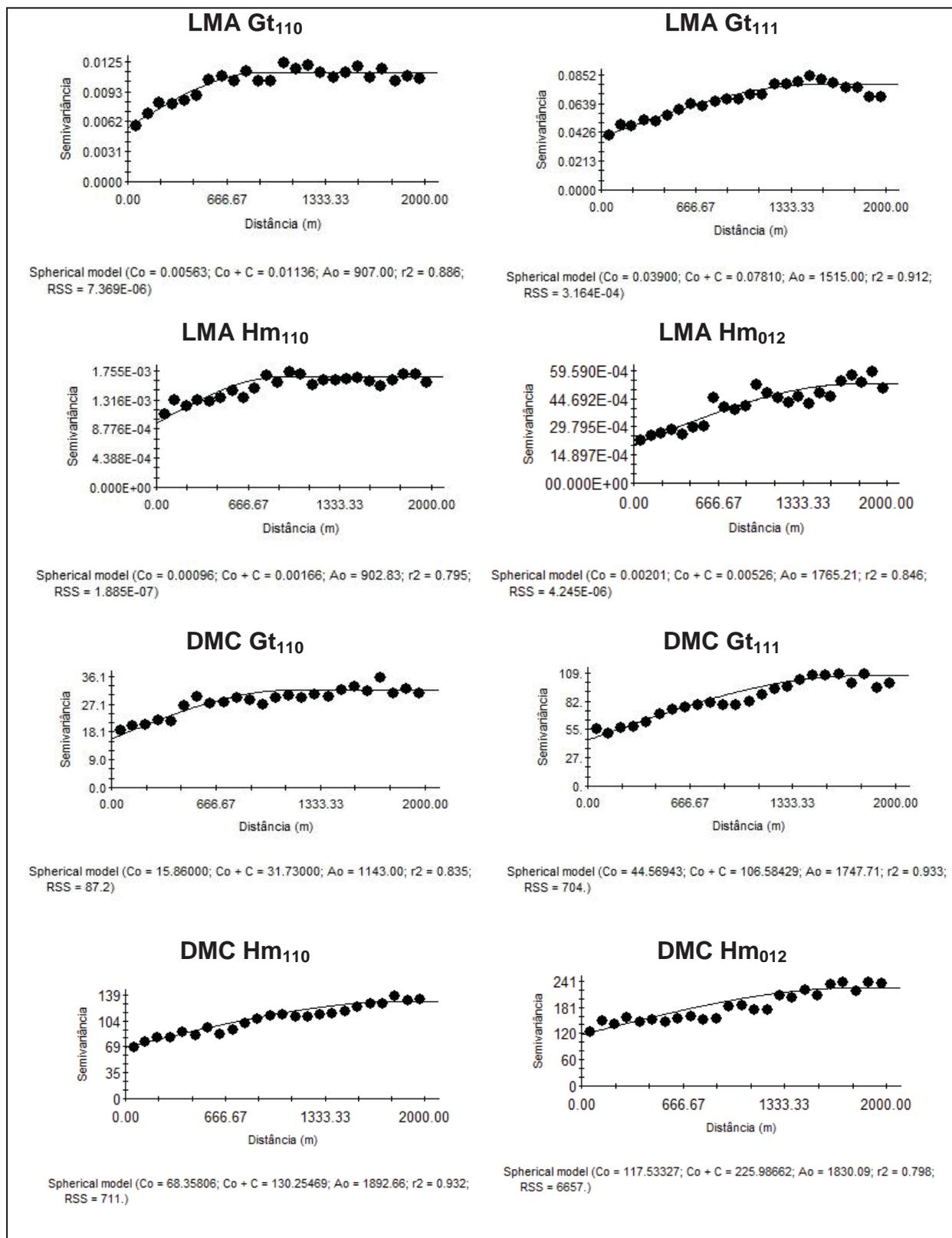


Figura 1D. Semivariogramas dos atributos LMA (largura a meia altura), DMC (diâmetro médio do cristal), dos óxidos de ferro da área de 500 hectares. Gt= goethita, Hm=hematita.

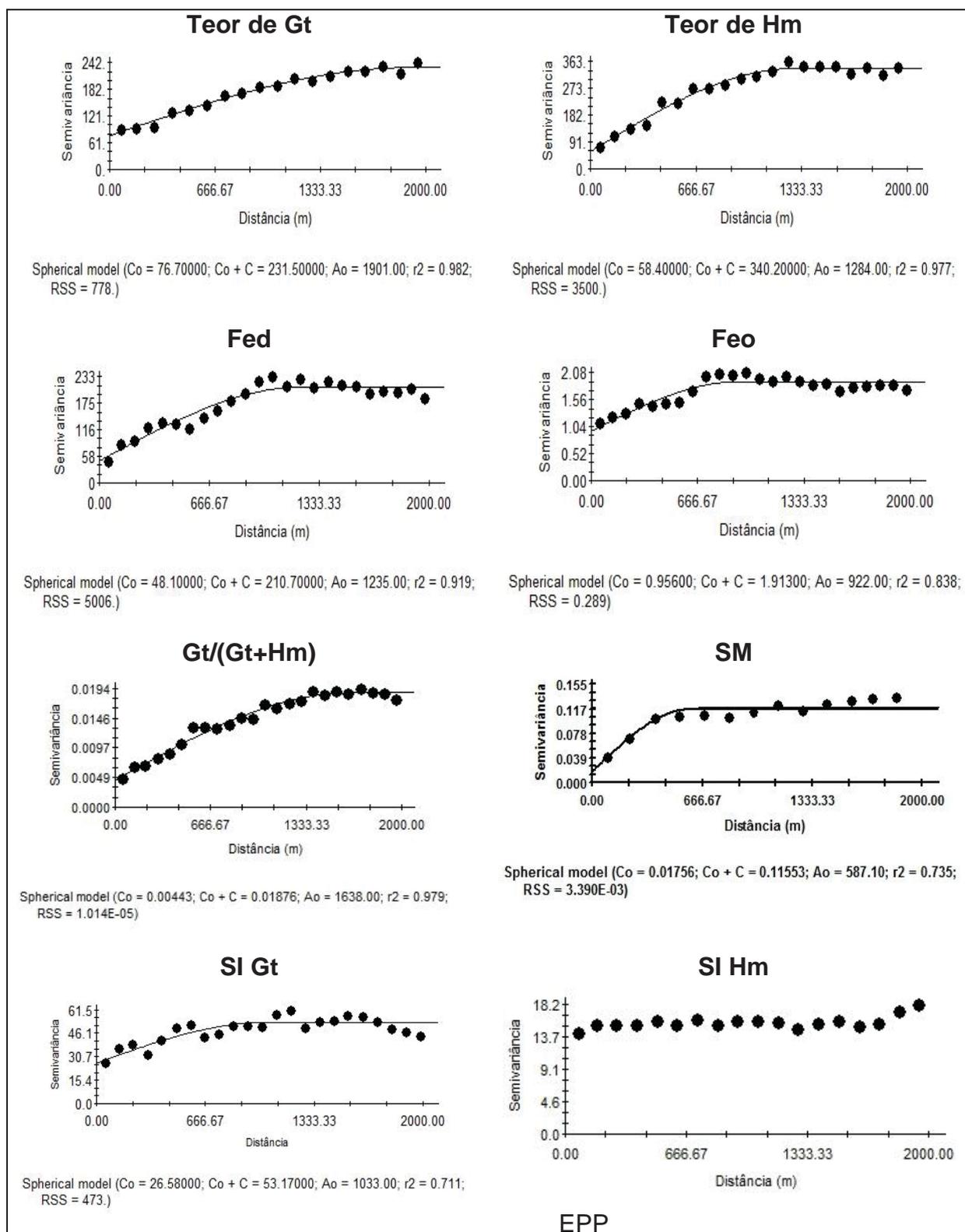


Figura 2D. Semivariogramas dos atributos teores dos óxidos de ferro, Fed (ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato), Feo (ferro extraído por oxalato de amônio), razão Gt/(Gt+Hm), SM (suscetibilidade magnética) e SI (substituição isomórfica de Fe por Al) da área de 500 hectares. Gt= goethita; Hm=hematita, EPP= efeito pepita puro.

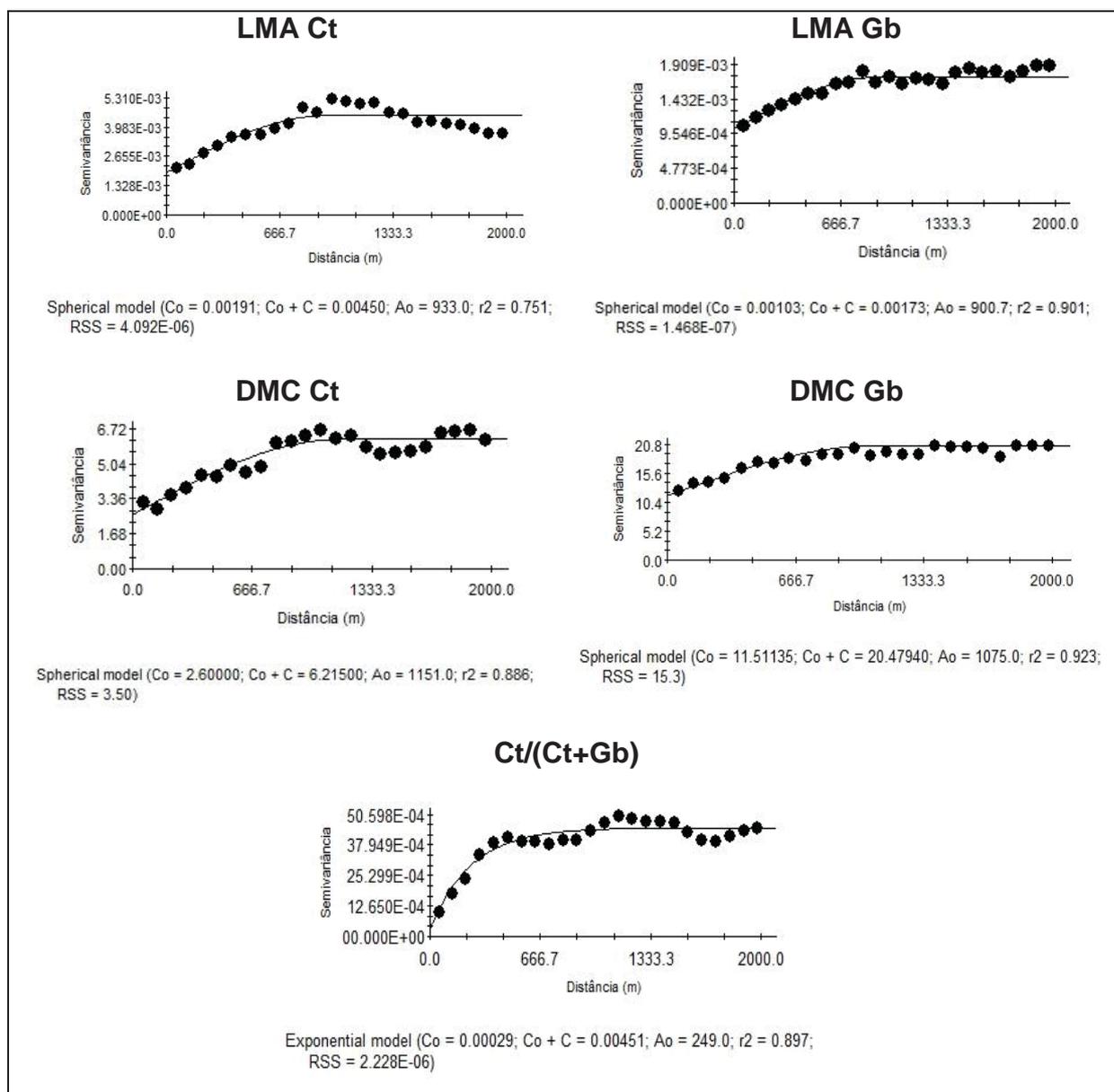


Figura 3C. Semivariogramas dos atributos LMA (largura a meia altura), DMC (diâmetro médio do cristal) da Ct (caulinita) e Gb (gibbsita) da área de 500 hectares.

## Apêndice E. Semivariogramas da área de 145 hectares (Capítulo 3).

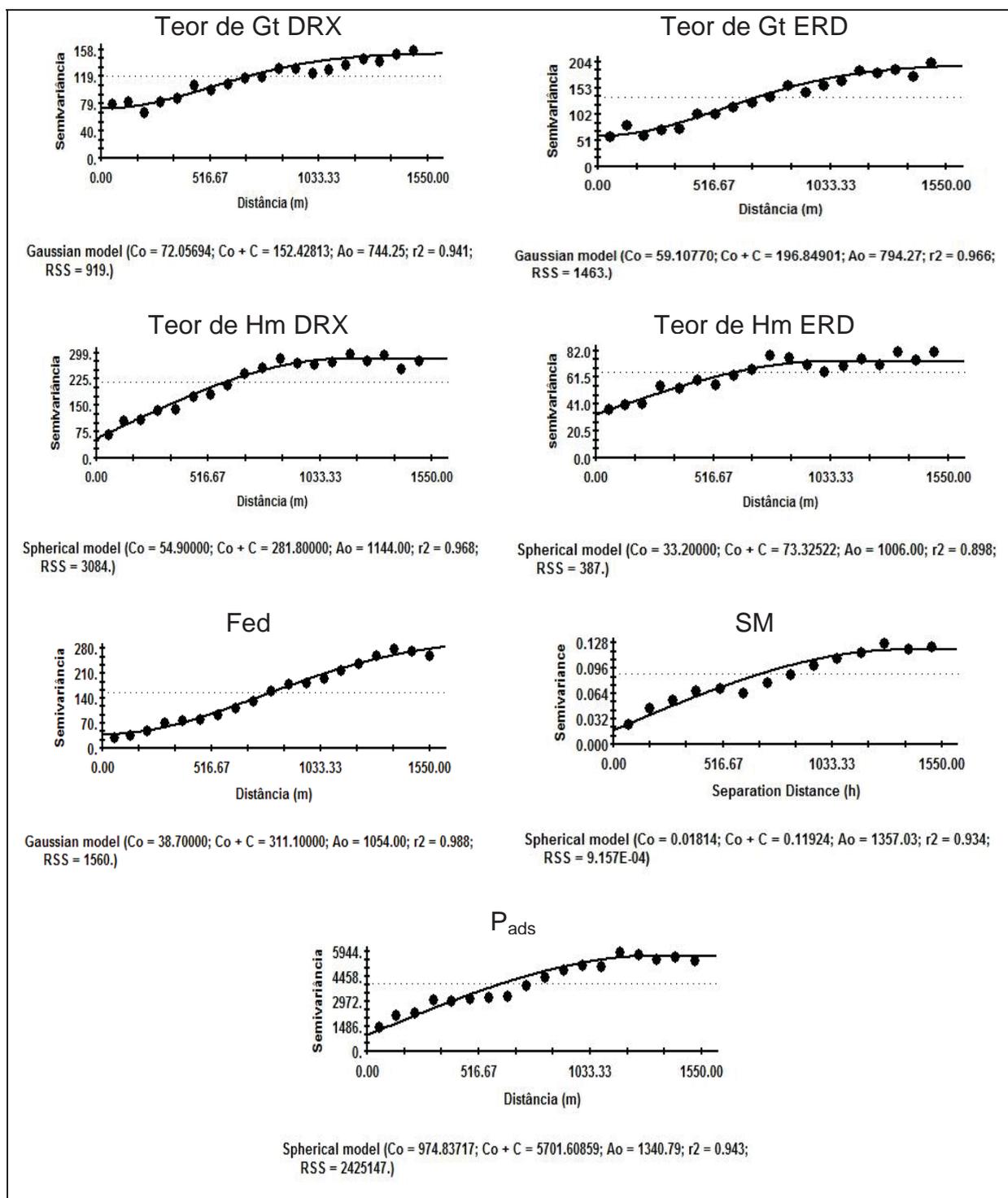


Figura 1E. Semivariogramas dos atributos teores dos óxidos de ferro obtido do difratometria de raios x (DRX) e por espectroscopia de refletância difusa (ERD), Fed (ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato), SM (susceptibilidade magnética) e fósforo adsorvido ( $P_{ads}$ ) da área de 145 hectares. Gt= goethita e Hm=hematita.