MINERALOGIA E GRANULOMETRIA DOS LATOSSOLOS DA BACIA DO RIBEIRÃO DO LOBO (BROTAS, ITIRAPINA - SP)

CELSO AUGUSTO CLEMENTE

Orientador: Prof. Dr. IBRAHIM OCTAVIO ABRAHÃO

Dissertação apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Solos e Nutrição de Plantas.

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Maio - 1982

i.

À memória de
minha avô,

ã minha esposa Sueli,
aos meus filhos
Gustavo e Ana Carolina

Dedico.

Aos meus pais e irmãos,

Ofereço.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Ibrahim Octavio Abrahão, pela orientação e apoio.

Ao Professor Dr. Arary Marconi, pelas sugestões e colaborações prestadas.

Ao Professor Dr. Antonio Carlos Teixeira Mendes, pela concessão do laboratório onde foi realizada boa parte da pesquisa.

Ao Professor Dr. Octavio Freire, pela dedicação e auxílio nos trabalhos de campo.

Ao Professor Dr. Zilmar Ziller Marcos, pelo "Summary".

À Fundação Faculdade de Agronomia "Luiz Meneghel" e à Fundação Universidade Estadual de Londrina pelas condições oferecidas.

Ao Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", pela oportunidade oferecida.

À CAPES, pelo apoio durante boa parte do curso de pós-graduação.

Aos funcionários do Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes: Sr. Roberto Forti, pelo acompanhamento e coleta de amostras nos trabalhos de campo e à Sra. Nelci Teixeira Marniero pelos serviços datilográficos.

E a todos que, direta ou indiretamente colaboraram para a realização deste trabalho.

INDICE

Página

LISTA DE TABELAS	vi
LISTA DE FIGURAS	viii
RESUMO	x
SUMMARY	xii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1. Considerações gerais	3
2.2. Preparo de amostras	4
2.2.1. Eliminação da matéria orgânica e dos óxidos de ferro livre	4
2.2.2. Análise mecânica dos solos	5
2.2.3. Separação da fração leve e pesada.	5
2.2.4. Escolha da fração areia para estu- do	6
2.2.5. Números de grãos e contagem	7
2.3. Composição mineralógica	8
2.4. Arredondamento	15
2.5. Parâmetros granulométricos	17
2.5.1. Medida de tendência central	18
2.5.2. Grau de dispersão ou graus de sele- ção	19
2.5.3. Grau de assimetria	20

2.5.4. Medidas de curtose (grau de agudez dos picos)	22
2.5.5. Considerações sobre os parâmetros estatísticos	23
2.6. Solos da área em estudo	25
3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA	27
3.1. Localização	27
3.2. Clima	29
3.3. Relevo	29
3.4. Geologia	30
4. MATERIAIS	35
4.1. Solos	35
4.2. Instrumental	48
4.2.1. Peneiras	48
4.2.2. Microscópio	48
4.2.3. Centrífuga	48
5. MÉTODO	49
5.1. Amostragem	49
5.2. Análise granulométrica	49
5.3. Preparo das amostras	50
5.3.1. Separação da fração areia total ..	50
5.3.2. Eliminação da matéria orgânica e dos óxidos de ferro livres	50
5.3.3. Separação da fração leve e pesada	50

5.3.4. Montagem das lâminas	51
5.4. Análise mineralógica	51
5.5. Arredondamento	52
5.6. Análise estatística	52
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	53
6.1. Análise granulométrica	53
6.1.1. Diâmetro médio (M_z)	59
6.1.2. Grau de seleção (Γ_I)	59
6.1.3. Grau de assimetria (S_{K_I})	60
6.1.4. Curtose (K_G)	61
6.1.5. Considerações gerais	62
6.2. Análise mineralógica	68
6.2.1. Descrição dos minerais	68
6.2.2. Perfil P1	70
6.2.3. Perfil P2	73
6.2.4. Perfil P3	76
6.2.5. Perfil P4	80
6.2.6. Considerações gerais	82
6.3. Arredondamento	84
7. CONCLUSÕES	86
8. LITERATURA CITADA	88

LISTA DE TABELAS

	Página
1 - Análise granulométrica dos perfis P1 e P2 .	54
2 - Análise granulométrica dos perfis P3 e P4 .	55
3 - Granulometria da fração areia recalculada a 100 % dos perfis P1 e P2	56
4 Granulometria da fração areia recalculada a 100 % dos perfis P3 e P4	57
5 Valores dos parâmetros estatísticos, calculados segundo FOLK e WARD (1957) utilizando a escala ϕ	58
6 - Porcentagem de minerais leves e pesados da fração areia muito fina do P1	71
7 - Frequência dos minerais pesados da fração areia muito fina do P1	71
8 - Porcentagem dos minerais pesados do P1 (os minerais transparentes estão recalculados para 100 %)	72
9 - Porcentagem de minerais leves e pesados da fração areia muito fina do P2	74

10	-	Frequência dos minerais pesados da fração areia muito fina do P2	74
11	-	Porcentagem dos minerais pesados do P2 (os minerais transparentes somam 100 %)	76
12	-	Porcentagem de minerais leves e pesados da fração areia muito fina do P3	77
13	-	Frequência dos minerais pesados da fração areia muito fina do P3.....	77
14	-	Porcentagem dos minerais pesados do P3 (os minerais transparentes somam 100 %)	78
15	-	Porcentagem de minerais leves e pesados da fração areia muito fina do P4.....	81
16	-	Frequência dos minerais pesados da fração areia muito fina do P4	81
17	-	Porcentagem dos minerais pesados do P4 (os minerais transparentes somam 100 %)	82
18	-	Arredondamento dos grãos de quartzo da fração areia muito fina dos perfis	85

LISTA DE FIGURAS

Página

1	-	Localização da área estudada	28
2	-	Mapa geológico da Bacia do Ribeirão do Lobo (BRASIL - D.N.P.M., 1979).....	31
3	-	Mapa de solos da Bacia do Ribeirão do Lobo (FREIRE <i>et alii</i> , 1978)	36
4	-	Mapa da área de estudo com a localização dos Perfis (Projeto Sapucaí, 1979 - Folha Campi nas SF-23-YA)	37
5		Curvas acumulativas dos horizontes do Perfil P1	63
6		Curvas acumulativas dos horizontes do Perfil P2	64
7		Curvas acumulativas dos horizontes do Perfil P3	65
8	-	Curvas acumulativas dos horizontes do Perfil P4	66
9	-	Curvas de frequência de distribuição granu- lométrica dos perfis	67

10	Porcentagem de Zirconita, Turmalina e Estaurolita do P1	75
11	Relação Zirconita/Turmalina do P1.....	75
12	Porcentagem de Zirconita, Turmalina e Estaurolita do P2	75
13	Relação Zirconita/Turmalina do P2	75
14	Porcentagem de Zirconita, Turmalina e Estaurolita do P3	79
15	Relação Zirconita/Turmalina do P3	79
16	Porcentagem de minerais opacos e transparentes em profundidade dos perfis	79

MINERALOGIA E GRANULOMETRIA DOS LATOSSOLOS DA BACIA DO RIBEIRÃO DO LOBO (BROTAS, ITIRAPINA - SP).

Candidato: Celso Augusto Clemente

Orientador: Prof. Ibrahim Octavio Abrahão

RESUMO

Os perfis de Latossolos da Bacia do Ribeirão do Lobo, região de São Carlos, Brotas e Itirapina, SP, foram amostrados e estudados através de análise granulométrica, empregando-se os parâmetros estatísticos propostos por FOLK e WARD (1957), análise mineralógica do resíduo pesado da fração areia muito fina e do arredondamento desta fração de areia.

Os objetivos principais do trabalho são a caracterização do material de origem e a uniformidade dos solos, elucidação de sua gênese e evolução e a confirmação ou informação da semelhança entre perfis constatada previamente pela morfologia.

Confirma-se a hipótese inicialmente estabelecida: os parâmetros granulométricos e mineralógicos permitem distinguir duas classes, entre os solos estudados. A primeira reúne

três solos (Latossol Vermelho-Amarelo Distrófico álico A fraco textura arenosa, Latossol Vermelho Escuro Distrófico álico A fraco textura arenosa e Latossol Vermelho Escuro Distrófico álico A moderado textura média) com predominante contribuição da Formação Botucatu e nos quais se identificaram descontinuidades litológicas. A segunda classe é representada por um solo totalmente homogêneo (Latossol Vermelho-Amarelo Distrófico álico A fraco textura média), que recebeu contribuição associada das Formações Botucatu e Serra Geral.

MINERALOGY AND PARTICLE SIZE DISTRIBUTION OF LATOSOLS OCCURRING
IN THE LOBO CREEK BASIN (BROTAS, ITIRAPINA - SP)

Candidate: Celso Augusto Clemente

Adviser: Prof. Ibrahim Octavio Abrahão

SUMMARY

Profiles of the latosols occurring in the Lobo Creek Basin, São Carlos, Brotas and Itirapina regions, SP, were sampled and studied by means of the following analysis: particle size distribution using the statistical parameters proposed by FOLK and WARD (1957); mineralogy very fine of sand fraction heavy residue and roundness of same sand fraction.

The main objectives of this work were the characterization of parent material and uniformity of soils, explanation of its genesis and evolution and the confirmation or information regarding profile similarities previously observed in soil morphological studies.

The hypothesis set forth was confirmed: the granulometric and mineralogical parameters allowed the distinction of two classes among the soils studied. The first comprises

three soils (Red-Yellow Latosol, dystrophic allic weak A sandy texture, Dark-Red Latosol dystrophic allic weak A sandy texture and Dark-Red Latosol dystrophic allic moderate A medium texture) with a dominating contribution of Botucatu Formation and in which lithological discontinuity were identified. The second class is represented by a soil totally homogeneous (Red-Yellow Latosol dystrophic allic weak A medium texture), derived from a combination of Botucatu and Serra Geral Formation materials.

1. INTRODUÇÃO

Os Latossolos da Bacia do Ribeirão do Lobo, que se localiza nos municípios de Brotas, Itirapina e São Carlos no Estado de São Paulo, foram levantados e classificados a nível de grande grupo pela COMISSÃO DE SOLOS DO CNEPA (1960). Recentemente, FREIRE *et alii* (1978) estudaram física, química e morfológicamente esses solos e completaram fazendo um levantamento semi-detalhado, classificando os solos a nível de sub-grupo.

No presente trabalho, as quatro unidades de Latossolos identificadas foram estudadas do ponto de vista das características mineralógicas e granulométricas da fração areia muito fina, num total de 20 horizontes. Adota-se, portanto, a hipótese básica de que os parâmetros mineralógicos e granulométricos constituem-se em dados auxiliares importantes e às vezes decisivos na classificação e caracterização de solos. Paralelamente, estas análises visaram, ainda, à obtenção de informações

que possam contribuir para elucidação de sua gênese e evolução, bem como a confirmação ou infirmação da aparente uniformidade morfológica evidenciada pela classificação de FREIRE (1978), ou seja, se os perfis de uma mesma unidade são mineralógica e granulometricamente equivalentes ou não.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Considerações gerais

O emprego da composição mineralógica dos parâmetros granulométricos começou a ser reconhecido como de importância em estudos pedogenéticos, antes ainda do início deste século, quando Thdrach, em 1880 (in SINDOWSKI, 1949) inspirou cientistas alemães a adaptarem a solos seu método de identificação de minerais na Alemanha. Mas, foi no início deste século que a mineralogia começou a evoluir e a ser mais empregada, quando holandeses e americanos, particularmente Mc Caughey e Fry (1913), deram detalhes dos métodos usados em estudo mineralógico de sedimentos consolidados e mostraram que esses métodos também podiam ser aplicados a estudos de solos (HASEMAN e MARSHALL, 1945). Entretanto, somente na década de 30 é que o método tomou impulso e evoluiu, novamente através de contribuição de Mc Caughey e Fry em 1917 (in JEFFRIES, 1937). Esses autores identificando 34

minerais em solos dos Estados Unidos, concluíram que varia a composição mineralógica, em função da região de ocorrência dos solos. A partir de então, os trabalhos se avolumaram, existindo, atualmente uma extensa literatura sobre o assunto, abordando os principais aspectos envolvidos no problema. Dessa forma, apresenta-se neste capítulo um apanhado geral sobre as principais questões envolvidas no preparo de amostras e na aplicação do arredondamento, da composição mineralógica e dos parâmetros granulométricos a sedimentos e solos.

2.2. Preparo de amostras

O desenvolvimento dos trabalhos sobre mineralogia de solos conduziu ao estabelecimento de técnicas até certo ponto padronizadas para o preparo de amostras. Atualmente, estão consagradas e em uso rotineiro:

2.2.1. Eliminação da matéria orgânica e dos óxidos de ferro livre

Na eliminação da matéria orgânica os métodos mais usados são o de *JEFFRIES e JACKSON (1949)* com o uso de peróxido de hidrogênio e o de *JACKSON (1956)* com o peróxido de hidrogênio a 30 % em meio ligeiramente ácido e em banho maria.

Para remoção de óxido de ferro livre, *AGUILERA e JACKSON (1953)* introduziram o método usando hipossulfeto e citrato de sódio, posteriormente *JACKSON (1956)* aperfeiçoa e apre

ta o método do ditionito-citrato-bicarbonato de sódio, o qual tem se mostrado menos prejudicial aos minerais.

2.2.2. Análise mecânica dos solos

Para este tipo de investigação é mais indicada a escala da U.S. Bureau of Soils na qual as seguintes classes são obtidas: areia muito grossa (2-1 mm); areia grossa (1-0,5 mm); areia média (0,5-0,25 mm); areia fina (0,25-0,10 mm); areia muito fina (0,10-0,05 mm); silte (0,05-0,002 mm); argila (0,002 mm). A parte superior da escala da U.S. Bureau of Soils tem frações granulométricas semelhantes àsquelas da escala Wentworth e mesmo a areia fina e o silte aproximam-se dela, provavelmente dentro da margem de erro causada por tolerância da malha. Isto significa que os solos podem ser examinados mecanicamente como um material sedimentar, e isto facilita a interpretação dos resultados das curvas acumulativas e erros estatísticos.

2.2.3. Separação da fração leve e pesada

Os processos e técnicas para a separação das frações e obtenção do resíduo pesado, envolvem as próprias densidades dos minerais. KRUMBEIN e PETTIJOHN (1938) apresentam e discutem várias técnicas de obtenção do resíduo pesado, ressaltando o emprego de líquido pesado. Dentre esses, discorrem sobre

as vantagens do uso do bromofórmio, citando Schoroeder e Van der Kolk como os primeiros a utilizarem-se dele, em 1895. A partir de então, grande número de pesquisadores optou pelo uso do bromofórmio, dada as vantagens e eficiências que oferece. Dentre eles, citam-se JEFFRIES e JACKSON (1949), MARCONI (1969), LOBO (1971), BAHIA (1973), WINKELJOHAN (1975), MARCONI e ABRAHÃO (1977) e KÜPPER (1978).

2.2.4. Escolha da fração areia para estudo

A fração areia mais indicada para estudo mineralógico tem sido motivo de controvérsias, sendo muitos os autores a fazerem recomendações nesse sentido. COGEN (1935) acha necessário o estudo de todas as frações de areia, assinalando, porem, que sedimentos assim estudados só podem ser comparados com aqueles que sofrem o mesmo tratamento. MARSHALL e JEFFRIES (1945) e HASEMAN e MARSHALL (1945) concluíram em seus trabalhos que em cada classe textural devem ser esperadas diferentes associações mineralógicas, confirmando o que foi dito por Cogen. Entretanto, autores, como HENDRICK e NEWLANDS (1923), JEFFRIES (1937) e CARROL (1938) sugerem o estudo apenas das frações mais finas da areia, no que são confirmados por DOEGLAS (1939) que recomenda o exame de apenas uma fração de areia. Essa orientação tem sido seguida por autores nacionais como MARCONI (1969), LOBO (1971), BAHIA (1973), MARCONI e ABRAHÃO (1977), GALHEGO

(1977) entre outros, que utilizaram, ou a fração areia fina ou a fração areia muito fina, como representativa da moda do sedimento.

Contudo, RUBEY (1933) contestava a validade do uso da moda, como a mais indicada para estudo do resíduo pesado do sedimento. Observava esse autor, com certa razão, que não pode ser desprezada a densidade dos minerais, que faz com que sejam depositados, juntamente com minerais leves (quartzo e feldspatos), os minerais pesados de tamanho menor. Nesse caso, para estudo do resíduo pesado de um sedimento, é recomendável a utilização da fração granulométrica mais fina justaposta a fração modal, orientação esta seguida neste trabalho.

2.2.5. Números de grãos e contagem

Quanto ao número de grãos necessários para significar uma amostragem boa, não existe concordância entre os autores. Os valores indicam desde um número de 100 grânulos (Graham, in KRUMBEIN e PETTIJOHN, 1938) até a totalidade dos grânulos existentes na lâmina (JACKSON, 1956). DOROTHY CARROL (1938) e KRUMBEIN e PETTIJOHN (1938) no entanto, sugerem que a contagem de 300 grânulos é suficiente para a caracterização de uma amostra. Entre os autores nacionais também não há concordância quanto aos valores, encontrando-se 300 grânulos para

BONI (1976) e GALHEGO (1977), entre 160 a 950 para WINKELJOHAN (1975), 170 a 650 para BAHIA (1973), 500 a 1250 para MARCONI (1969), 300 a 600 para LOBO (1971), em torno de 200 para KÜPPER (1978) e a totalidade dos minerais existentes na lâmina para RODRIGUES (1979).

2.3. Composição mineralógica

O estudo da composição mineralógica, especialmente dos minerais pesados, recebe especial atenção em livros textos publicados por KRUMBEIN e PETTIJOHN (1938), KRUMBEIN e SLOSS (1969), MILNER (1962) e BREWER (1964).

No Brasil, CAMARGO e VAGELER (1937) situam-se entre os primeiros a reconhecerem a importância da mineralogia no estudo de solos, ao afirmarem que a formação de muitos solos tropicais só seria compreensível após o estudo mineralógico da rocha-matriz.

Segundo PETTIJOHN (1949) existe uma estreita relação entre minerais pesados e proveniência. Baseando-se, então, nesta premissa formulou as seguintes relações:

<u>Mineral pesado</u>	<u>Proveniência</u>	<u>Minerais Associados</u>
Turmalina	Rochas Pegmatíticas	Rutilo e Zirconita
Turmalina arredonda .	Sedimentos retrabalhado	Rutilo, Zirconita arredondadas
Estauroлита	Metamorfismo de alto grau, xistos e gnaisses	Moscovita e biotita, epídoto, cianita, andaluzita, magnetita
Zirconita (euhedral)	Rochas Ígneas ácidas e intermediárias	Titanita, magnetita apatita, biotita, moscovita
Zirconita (arredondada)	Sedimentos retrabalhados	Rutilo, turmalina (arredondada)
Rutilo	Rochas Ígneas básicas e sedimentos re trabalhadas)	Ilmenita e magnetita

A interpretação completa dos dados de minerais, conclui o autor, necessita da consideração das proporções relativas de cada grupo de minerais, do grau de arredondamento dos graos e de outros fatores.

Muitos autores formularam listas de minerais segundo sua ordem de resistência ao intemperismo para equacionar os processos pelos quais passam os sedimentos até atingirem um estado de completa estabilidade química, atribuindo-se a isto a designação de maturidade mineralógica. Consideram que este fenômeno está ligado à ordem de persistência dos minerais. Assim, por exemplo, a presença de anfibólios e piroxênios nos sedimentos indicam derivação direta da rocha formadora, mas sua ausência não indica condições de longo transporte. Poderia estar ausente na rocha matriz ou sugerir intemperismo rigoroso ou ainda, retrabalhamento dos sedimentos. Uma das principais escalas de estabilidade ou resistência mineralógica é a de SINDOWSKY (in PETTIJOHN, 1957), que apresenta os seguintes minerais, enumerados em ordem decrescente de resistência: 1 - Zircão, 2 - Rutílio, 3 - Turmalina, 4 - Estauroлита, 5 - Cianita, 6 - Hornblenda, 7 - Granada, 8 - Augita, 9 - Apatita e 10 - Olivina.

Entretanto, CADY (in BLACK, 1965) advertiu que listas de minerais arranjados segundo sua ordem de resistência são dados em muitas publicações, mas, como todas as generalizações, devem ser usadas com cuidado.

KRYNINE (1946), estudando turmalinas salientou que há provavelmente muito mais turmalinas em sedimentos (solos) do que comumente se costuma descrever, porque algumas varia-

des podem ser confundidas com outros minerais. Neste trabalho, o autor reconheceu treze sub-espécies desse mineral, tendo descrito cinco grupos especiais: (1) turmalina granítica; (2) turmalina pegmatítica; (3) turmalina de metamorfismo de baixo grau ; (4) turmalina sedimentar autógena e (5) turmalina de sedimentos retrabalhados. Cada tipo tem propriedade ópticas e morfológicas diagnósticas e que permitem reconhecer e interpretar corretamente a proveniência do sedimento.

A importância da aplicação do estudo da mineralogia da fração grosseira dos solos, tendo como principal objetivo a complementação das condições genéticas destes, pode ser constatada na afirmação de BREWER (1964, in LOBO, 1971). "Talvez a mais importante aplicação da análise mineralógica das frações grosseiras do solo, é a de constatar ou não a uniformidade do perfil do solo em relação a rocha, ou em relação aos próprios horizontes". Prosseguindo, este autor observa que "o melhor método para tal estudo, o mais digno de confiança, é aquele baseado na comparação dos minerais mais resistentes tais como zircônia e turmalina". Segundo BREWER (1964), ainda, a razão entre dois minerais resistentes deverá ser tanto mais constante com a profundidade, quanto maior for a uniformidade do material de origem. Para um material de origem uniforme, a curva de variação da relação zircônia/turmalina, em face a profundidade do perfil, deverá ser suave, sem pontos de inflexão.

BEAVERS (1960), utilizando-se de espectrografia dos raios-X como meio de identificação de zirconita em solos, constatou a presença de descontinuidades litológicas, conseguindo ainda com os dados obtidos caracterizar a proveniência dos solos estudados.

No Brasil, o estudo de minerais pesados é muito frequente para rochas sedimentares, porém sobre mineralogia da fração grosseira dos solos é relativamente pequeno o número de trabalhos realizados. Devemos salientar, também, que a escolha dos minerais-índice para verificação de descontinuidade litológica é muito diversificada, variando de autor para autor.

MARCONI (1969), estudando solos situados sobre a Formação Botucatu, no município de Piracicaba, SP, com base na composição mineralógica, divide-os em dois grupos: um com predominância de estauroлита e outro com predominância de minerais opacos e relativamente baixa ocorrência de estauroлита. Concluiu, ainda, que os valores altos encontrados para arredondamento indicam terem os minerais participado de mais de um ciclo de sedimentação, sofrendo removimentação de sedimentos mais antigos que o arenito Botucatu, originados de rochas metamórficas e eruptivas.

LOBO (1971), em solos do município de Piracicaba, SP, com base na variação Z/T, revela a presença de descontinuidades litológicas em todos os solos estudados, embora nem sempre associadas à presença de linhas de nebras

Com o intuito de identificar o material de origem e possível ocorrência de descontinuidade litológica, BAHIA (1973) estudou dois perfis de Latossol Vermelho Amarelo fase arenosa da Série Morro Azul, de ocorrência no município de Iracemópolis, SP. Após análise dos minerais leves através do arredondamento dos grãos de quartzo e da composição mineralógica qualitativa e quantitativa da fração pesada pelos métodos petrográficos padrões, o autor concluiu que os perfis de solo da Série Morro Azul são provavelmente derivados de sedimentos retrabalhados da Formação Corumbataí e que nos dois perfis estudados as relações $Z/T+R$ apresentam dois pontos de mínimo, indicando descontinuidades litológicas, relacionadas ou não com linha de seixos. Acrescenta, também, que devido a predominância de zirconita, nos solos estudados, o ambiente de formação seria diferente daquele atribuído por Ranzani et alii, 1968 (in BAHIA, 1973) como de origem eólica.

Pela aplicação de dados de frequência numérica dos minerais transparentes estáveis (zirconita e turmalina) e semi-estáveis (estauroлита) em estudos dos arenitos da Formação Furnas, Rio Bonito e Botucatu, SUGUIO et alii (1971), atestaram e confirmaram a hipótese inicial da existência de retrabalhamento sucessivos na sedimentação desses arenitos.

WINKELJOHANN (1975), através de estudo das variações no perfil das relações areia muito fina/areia grossa e das relações Z/R , $Z/R+T$ e $Z/R+Z$ da areia muito fina, da Série Guamium (Latosol Vermelho-Amarelo orto) conclui que estes solos são provenientes de sedimentos retrabalhados e que apresentam descontinuidades litológicas indicados por pontos de mínimo na relação amf/ag e confirmados pelos índices Z/R , $Z/R+T$ e $Z/R+Z$.

DEMATTE (1978), utilizando a mesma técnica de Beavers (1960) e contribuindo com os trabalhos que preconizam as relações entre minerais pesados na avaliação da homogeneidade do material de origem do solo, conclui que o uso da zirconita da fração areia dos solos é um bom critério. Entretanto, aconselha um maior estudo da variabilidade e da distribuição desse mineral em um número grande de vários tipos de solos, situados em diversos climas e provenientes de diferentes materiais de origem. Salienta, ainda, que na falta de dados já citados e de evidências morfológicas de descontinuidade, é aconselhável utilizar uma diferença superior a 100 % no teor de zirconita entre horizontes como critério de caracterização de descontinuidade.

Inúmeros outros pesquisadores contemporâneos servem-se, ainda de sugestões e discussões de seus antecessores, confirmando a importância do estudo da mineralogia da fração grosseira dos sedimentos para verificação de gênese do material

de origem, caracterização de descontinuidade litológica e proveniência dos sedimentos (ou solos). Dentre estes autores, incluem-se BONI (1976), SUGUIO (1976), GALHEGO (1977), MARCONI e ABRAHÃO (1977), KÜPPER (1978) e RODRIGUES (1979).

2.4. Arredondamento

A maioria dos autores, entre eles SUGUIO (1973), considera o arredondamento um parâmetro que mostra a maior ou menor angulosidade das arestas e vértices de um grânulo mineral. Este estudo adquire importância na medida em que revela se o material analisado guarda ou não traços da sua forma original, extrapolando conclusões sobre a constituição do material de origem e a distância que o material analisado percorreu para adquirir uma determinada forma.

O estudo inicial da relação entre o arredondamento de grânulos de minerais e seu transporte foi primeiramente realizado por Doubrée, em 1879 (PETTIJOHN, 1957). Wadell (MARCONI, 1969) estuda, pormenorizadamente, a forma dos grânulos de sedimentos e define esfericidade e arredondamento, mostrando que são variáveis independentes. Entretanto, a fim de evitar as dificuldades que os métodos preconizados por Wadell apresentam, Krumbein e Sloss (in, BREWER, 1964) apresentam uma carta para avaliação visual de arredondamento e esfericidade. PETTIJOHN

(1957) apresenta uma classificação para arredondamento baseada nos estudos de Wadell, aceita e usada mundialmente: grânulos angulares (0,00 a 0,15); subangulares (0,15 a 0,25); subarredondados (0,25 a 0,40); arredondados (0,40 a 0,60); bem arredondados (0,60 a 1,00).

Com o intuito de dimensionar o número de grânulos a serem contados em cada lâmina para avaliação precisa de arredondamento ou de esfericidade de partículas e suas variações com relação aos observadores ROSENFELD et alii (1953) após estudo estatístico, concluíram que cinquenta ou mais partículas podem ser consideradas representativas porque os erros de estimação são plenamente compensados.

Jã MARCONI et alii (1970), em um minucioso estudo estatístico, concluem que a contagem de 25 grânulos em cada lâmina, é suficiente para avaliação precisa do arredondamento.

Um grande número de autores nacionais utilizou da carta de comparação visual de KRUMBEIN e SLOSS, obtendo resultados conclusivos em seus trabalhos. Então esses autores, MARCONI (1969), MARCONI et alii (1970), BAHIA (1973), KÜPPER (1978) e RODRIGUES (1979) aplicaram o estudo de arredondamento a solos, enquanto PARAGUASSÚ (1970/1971), BÓRIO et alii (1978) e WERNICK et alii (1972) usaram esse parâmetro no estudo de outros sedimentos.

2.5. Parâmetros granulométricos

O emprego de parâmetros granulométricos constitui-se em importante método auxiliar no estudo de solos, principalmente com relação à determinação do material de origem, uniformidade do solo e processo de transporte dos sedimentos originados.

Segundo ALTAFIN (1977), acredita-se que amostras de grânulos da fração areia, podem dar uma idéia mais aproximada do sedimento original e da uniformidade dos horizontes no que diz respeito à sua curva granulométrica. Para esta afirmação o autor baseia-se na premissa, de que a fração areia representa maior estabilidade no perfil, ao contrário das frações mais finas que, normalmente, podem se locomover de um horizonte para outro.

A análise de tamanho e forma dos minerais constitui-se na metodologia mais empregada, baseando-se, em sua quase totalidade, em estimativas de parâmetros estatísticos. Métodos e desenvolvimento da aplicação da estatística a sedimentologia são encontrados em KRUMBEIN e PETTIJOHN (1938), BREWER (1964), SUGUIO (1973) entre outros.

Segundo *SUGUIO (1973)* os coeficientes mais comuns atualmente em uso são calculados com base em dados extraídos das curvas acumulativas da distribuição de percentagens de peso das diferentes frações dos sedimentos ou solos analisados. Esses coeficientes são geralmente calculados com dados granulométricos na escala ϕ de Krumbein e servem para caracterizar a curva quanto a sua tendência central, grau de dispersão, grau de assimetria e grau de agudez dos picos (curtose).

2.5.1. Medida de tendência central

Em sedimentologia, a medida de tendência central mais utilizada é a média aritmética (MZ) que pode ser obtida pela fórmula de *FOLK e WARD (1957)*

$$\frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

em que ϕ_i indica o valor de ϕ abaixo do qual existe i% de grãos (em peso).

Segundo *McCammon (1962)* in *SUGUIO (1973)* a fórmula fornece um grau de eficiência de 88 %, o que considera uma estimativa razoável até em curvas não muito assimétricas.

Recentemente, tem sido também considerado como valor importante a moda, que reflete o valor mais representati-

vo, mais frequente. É especialmente útil no estudo de fontes mistas de material com grande significado genético, conforme citações de Curray (1960, in *SUGUIO* 1973), Brezina (1963 in *SUGUI*, 1973).

2.5.2. Grau de dispersão ou grau de seleção

Diversas fórmulas tem sido empregadas para representar a dispersão dos grânulos no sedimento (ver *BREWER*, 1964; *SUGUIO*, 1973). A mais empregada entre elas, é o coeficiente r_I proposto por *FOLK* e *WARD* (1957) pelo simples motivo de ser simplificado e que é dado por:

$$r_I = \frac{084 - 016}{4} + \frac{095 - 05}{6.6}$$

Essa fórmula fornece uma estimativa razoável do verdadeiro desvio padrão em curvas não muito assimétricas. {*BREWER* (1964) e *FOLK* (1966)} fornecem uma comparação de valores estimados por diferentes fórmulas.

FOLK e *WARD* (1957) sugerem para r_I os seguintes limites e interpretação:

<u>Γ_I</u>		<u>grau de seleção</u>
< 0,35	=	muito bem selecionado
0,35 a 0,50	=	bem selecionado
0,50 a 1,00	=	moderadamente selecionado
1,00 a 2,00	=	pobremente selecionado
2,00 a 4,00	=	muito pobremente selecionado
> 4,00	=	extremamente mal selecionado

Em sedimentologia, o desvio padrão pode indicar a velocidade do agente transportador, a mistura de fontes de material ou a distância do transporte. Mistura de fontes ou de agentes de transporte, variações de velocidade e transporte curto tendem a fornecer sedimentos de baixo grau de seleção.

2.5.3. Grau de assimetria

Segundo SUGUIO (1973), o grau de assimetria de um sedimento é indicado pelo afastamento do diâmetro médio em relação à mediana.

Em sedimentologia, (ALTAFIN 1977), a assimetria revela discrepâncias em relação a lognormalidade, que podem ser atribuídas a várias causas: presença de fontes heterogêneas de fornecimento de material, se o agente transportador se mantiver

constante; diferença de energia do agente transportador, se a fonte for constante e homogênea; distância da fonte. Entretanto, essas diminuições não são totalmente estabelecidas.

Para cálculo de assimetria, existem diversos coeficientes de determinação, mas em sedimentologia a fórmula mais empregada é a de FOLK e WARD (1957):

$$Sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

Matematicamente, todos os valores de assimetria desta fórmula estão no intervalo -1 a 1, mas poucas curvas possuem graus de assimetria fora do interior -0,8 e 0,8. Para curvas simétricas o valor esperado é zero. Se os resultados forem positivos, a amostra possuirá uma cauda tendendo para o lado do material mais fino; se os valores forem negativos, a cauda estará do lado dos materiais mais grosseiros, demonstrando, assim, que há relação entre a assimetria e a granulometria ou a dispersão, FOLK e WARD (1957), SUGUIO (1973).

FOLK e WARD (1957) sugerem uma escala para interpretação:

SK_I		grau de assimetria
-1,00 e -0,30	=	muito negativa
-0,30 e -0,10	=	negativa
-0,10 e +0,10	=	aproximadamente simétrica
+0,10 e +0,30	=	positiva
+0,30 e +1,00	=	muito positiva.

2.5.4. Medidas de curtose (grau de agudez dos picos)

Essa medida trata do grau de achatamento dos picos nas curvas de distribuição de frequência. Uma distribuição de pico relativamente alta ao redor da média é chamada leptocúrtica, enquanto que a de tipo achatado é denominada platicúrtica. A distribuição normal, não muito achatada, é denominada mesocúrtica.

Identicamente à assimetria, existem diversas fórmulas para cálculo de curtose, mas, em sedimentologia, a mais empregada é a de FOLK e WARD (1957):

$$K_G = \frac{\sigma_{95} - \sigma_5}{2,44 (\sigma_{75} - \sigma_{25})}$$

Curvas normais tem valor de $K_G = 1,00$. Valores menores que 1 indicam curvas platicúrtica e em sedimentologia

isso normalmente é devido à contribuição de mais de uma moda. $K_G = 0,6$ indica uma curva bimodal, tipo "sela de cavalo" e curva muito leptocúrtica pode indicar que o sedimento é muito bem selecionado na parte central da distribuição.

FOLK e WARD (1957) propõem para a curtose a seguinte interpretação:

K_G		curtose
< 0,67	=	muito platicúrtica
0,67 a 0,90	=	platicúrtica
0,90 a 1,11	=	mesocúrtica
1,11 a 1,50	=	leptocúrtica
1,50 a 3,00	=	muito leptocúrtica
> 3,00	=	extremamente leptocúrtica

2.5.5. Considerações sobre os parâmetros estatísticos

Diversos autores obtiveram importantes conclusões a partir dos parâmetros estatísticos citados.

BOSIO et alii (1970/1971), aliando o estudo de forma e arredondamento aos parâmetros estatísticos acima, no estudo de sedimentos da Formação Caiuã, chegaram à conclusão que o ambiente de deposição desse arenito é fluvial e não eólico como alguns autores afirmam. Notaram, ainda, que a forma e ar-

redondamento dos grãos são bastante semelhantes aos do Arenito Botucatu, porém com melhor grau de seleção, concluindo haver uma ligação genética entre ambas as Formações, considerando que os sedimentos do Caiuã teriam sido produto de retrabalhamento do Arenito Botucatu.

ALTAFIN (1977) aplicou esses parâmetros estatísticos aos solos, LE fase arenosa, LVA fase arenosa e Regossol desenvolvidos sobre o Arenito Bauru com o propósito de investigar as prováveis condições de deposição e uniformidade dos perfis. Comparou a fração maior que 40 desses solos com os trabalhos de ARID et alii (1975), em frações menores que 40, concluindo que as frações por ele estudadas são mais estáveis, não se movimentando de um horizonte para outro. Conclui também que os três solos possuem características granulométricas que sugerem que os sedimentos originais tiveram deposição fluvial.

MARCONI e ABRAHÃO (1977), utilizaram-se também dos parâmetros granulométricos de FOLK e WARD para estabelecer uniformidade de perfis de solos e ambientes de deposição em solos da Bahia, chegando a concluir que o ambiente de deposição do material de origem dos solos foi o fluvial.

Muitos outros pesquisadores valeram-se desses parâmetros granulométricos, ora isoladamente, ora aliados a dados de composição mineralógica e/ou aliados a forma e arredon-

damento de minerais, conseguindo interessantes conclusões. Entre eles incluem-se MARCONI (1969), SUGUIO (1974), SUGUIO et alii (1976), BONI (1977), ALOISI et alii (1978), KUPPER (1978), RODRIGUES (1979), etc.

2.6. Solos da área em estudo

Escassos são os trabalhos sobre os solos da Bacia do Ribeirão do Lobo, que se localiza nos Municípios de Brotas, Itirapina e São Carlos, no estado de São Paulo.

A COMISSÃO DE SOLOS DO CNEPA (1960) fez um levantamento de reconhecimento dos solos da área em estudo, à nível de Grande Grupo, identificando: Terra Roxa Estruturada, Latossol Vermelho-Amarelo fase arenosa, Regossol e Solos Hidromórficos.

Recentemente, FREIRE et alii (1978) abordam uma revisão de informações referentes aos solos classificados pela COMISSÃO DE SOLOS DO CNEPA (1960) e completam fazendo um levantamento categórico e cartograficamente semi-detalhado a nível de sub-grupo, inclusive identificando outros solos.

ALOISI et alii (1978), estimando parâmetros estatísticos da fração areia dos horizontes de dois perfis de Regossóis do cerrado da região abordada, concluíram que o transporte

fluvial é o responsável pela origem desses solos e que existem pequenas variações granulométricas nos horizontes dos solos estudados, indicando homogeneidade nos dois perfis.

Em 1980, as quadrículas de São Carlos, Brotas e Araras foram mapeadas pedologicamente pelo Instituto Agronômico de Campinas. Foi executado um levantamento semi-detalhado na quadrícula, mas, cartograficamente menos detalhado que FREIRE *et alii* 1978 fizeram na Bacia do Ribeirão do Lobo.

3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA

3.1. Localização

A Bacia do Ribeirão do Lobo cobre uma área de 21 149,375 ha, localizada na região centro leste do estado de São Paulo, entre os municípios de São Carlos, Brotas e Itirapina.

Segundo *VILLELA e MATTOS (1975)*, esta bacia apresenta-se como uma sub-bacia do sistema Paranã-Tietê, pois o Ribeirão do Lobo é um dos formadores pelo lado esquerdo, do Rio Jacaré-Guaçu, afluente da margem direita do Rio Tietê.

As coordenadas geográficas extremas, com base na folha de São Carlos SF23 - M.100(1968), editada pelo Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo, são as seguintes: 22°10' e 22°20' de latitude Sul; 47°45' e 47°55' de longitude Oeste de Greenwich. Figura 1.

Figura 1 - Localização da área estudada.

3.2. Clima

Segundo FREIRE *et alii* (1978), o clima da região baseado na classificação de Koeppen, é do tipo Cwb, isto é, mesotérmico de inverno seco em que a temperatura do mês mais quente não atinge 22°C.

O mês mais seco é julho, que é também, o mês mais frio com temperatura média ao redor de 16,5°C. O mês mais chuvoso é janeiro, sendo a precipitação cerca de dez vezes maior que a de julho.

O regime pluviométrico da região, de acordo com CAMARGO *et alii* (1974), é de 1400 a 1500 mm anuais.

3.3. Relevo

A maior parte da região apresenta um relevo pouco movimentado com desníveis da ordem média de 50 m. Altitudes máximas são encontradas nas proximidades da nascente do Ribeirão do Lobo (970 m) e da nascente do Ribeirão Itaquiri (945 m) e a altitude mínima é observada próximo a cabeceira da represa, entre os ribeirões do Lobo e Itaqueri (700 m). No entanto, devido a presença de derrames de eruptivas básicas da Formação Serra Geral, que afloram ao sul, próximo a Itaqueri da Serra, observam-se os desníveis máximos que chegam a, aproximadamente, 300 m.

Segundo ALMEIDA (1964), a Bacia do Ribeirão do Lobo se inclui na província de cuevas arenito-basálticas, formadas no Arenito Botucatu e onde as variações de espessura do derrame basáltico, são responsáveis pelo desnível de 300 a 500m.

Segundo FREIRE *et alii* (1978), "nas regiões mais planas, considerando-se uma catena no sentido leste-oeste, a partir do topo em direção à represa do Broa, encontra-se a seguinte distribuição teórica das unidades do mapeamento: Latossol Vermelho-Amarelo fase arenosa, Areia Quartzosa e Aluviões Hidromórficos. Na parte mais acidentada, considerando-se uma sequência de solos no sentido sul-norte, a partir do topo em direção à represa, ocorrem as unidades de mapeamento classificadas como Podzólico Vermelho-Amarelo, Terra Roxa Estruturada, Latossol Vermelho-Escuro, fase arenosa, Latossol Vermelho-Amarelo fase arenosa, Areia Quartzosa e Solos Orgânicos".

3.4. Geologia

De acordo com a CARTA GEOLÓGICA DO PROJETO SAPUCAI - FOLHA DE CAMPINAS -SF-23-YA, BRASIL, DNPM (1979), (Figura 2), a região da Bacia do Ribeirão do Lobo apresenta rochas das seguintes unidades geológicas: Formações Botucatu, Serra Geral, Bauru, Pirambóia e Sedimentos Aluviais recentes.

Figura 2 - Mapa Geológico da Bacia do Ribeirão do Lobo (BRASIL - D.N.P.M.,

A Formação Botucatu é constituída por arenitos róseos, avermelhados e esbranquiçados, finos a médios a muito fino, apresentando na base corpos de arenitos conglomeráticos e conglomerados. Contêm, ainda, camadas de arenito de pouca espessura, comumente silicificada, intercalada entre os magmatitos da Formação Serra Geral.

Segundo SOARES (1975), esta formação apresenta espessura bastante variável com uma média da ordem de 50 a 70 m e máxima de 150 m. O contato inferior com a Formação Pirambôia é considerado concordante, apresentando uma exposição nas imediações da Serra de Itaqueri, sendo que o contato superior com as rochas basálticas da Formação Serra Geral é discordante.

BRASIL, DNPM (1979), observa que devido a suas características litológicas e sedimentares e a idade juro-cretácea, vários autores sugerem um ambiente de sedimentação desértico, eólico, ocorrendo na parte basal depósitos de origem torrencial e no topo, mais raramente, depósitos lacustres.

A Formação Serra Geral, sobrejacente ao Arenito Botucatu, segundo BRASIL, DNPM (1979) é constituída de uma sequência de lavas basálticas, toleíticas, de textura afanítica e cor cinza escura a preta. Próximo a base, ocorrem intercalações de arenitos finos a médios, com estratificação cruzada, idênti-

cas aos do Arenito Botucatu. Soleiras e diques de diabásio, associados aos derrames são bastante comuns na área.

O contato inferior com a Formação Botucatu e outras rochas mais antigas é discordante, enquanto que o contato superior com a Formação Bauru ocorre através de discordância erosiva.

As rochas da Formação Bauru que capeiam discordantemente as eruptivas básicas da Formação Serra Geral, são de origem fluvio-lacustre segundo BRASIL, DNPM (1979), constituídas predominantemente por arenitos, com ocorrência de siltitos, argilitos e conglomerados. Os arenitos são de coloração variável, de granulação média às vezes grosseiras e conglomeráticos, feldspáticos, pouco a moderadamente calcíferos, com teor de matriz argilosa bastante variável.

Segundo ANDRADE e SOARES (1971), a espessura da Formação Bauru na região centro-leste do Estado de São Paulo é inferior a 100 m, e as principais faixas contínuas de ocorrência distribuem-se em torno da cidade de São Carlos e entre as cidades de Itaquiri da Serra e São Pedro.

A Formação Pirambõia, segundo SÓARES (1972) tem uma idade que abrange o Triássico Inferior ao Jurássico Superior, com ambiente de formação subaquoso, lacustre e/ou fluvial. Segundo esse autor "constitui-se litologicamente de arenitos esbranquiçados, amarelados, avermelhados e róseos, médios a muito finos, com graos sub-arredondados e intercalações de siltitos e argilitos. Faz um contato, na sua base, com a Formação Estrada Nova, através de uma discordância erosiva". Acima dos sedimentos aquosos da Formação Pirambõia, (DUARTE, 1980) cita que ocorrem arenitos róseos e amarelados, finos a médios, com grãos finos e proeminente, estratificação cruzada, característica da Formação Botucatu.

Os Sedimentos Holocênicos ocorrem nas baixadas marginais da represa, devido a uma profunda erosão determinada pelo declive para oeste da superfície da linha de cuestas. MARRINS (1975), descreve a existência de uma superfície de aproximadamente 9 km² desses sedimentos, sendo constituídos de cascalhos, areias, siltes e argilas. O material aluvionar é proveniente da erosão das rochas da Formação Serra Geral capeadas pelas rochas da Formação Bauru. (FREIRE *et alii*, 1978).

4. MATERIAIS

4.1. Solos

Foram selecionadas e coletadas amostras de 4 perfis de solos da Bacia do Ribeirão do Lobo, classificados por FREIRE et alii como Latossol Vermelho-Amarelo Distrófico álico A fraco textura arenosa, Latossol Vermelho-Escuro Distrófico álico A moderado textura média, Latossol Vermelho-Escuro Distrófico álico A fraco textura arenosa e Latossol Vermelho-Amarelo Distrófico álico A fraco textura média.

Os perfis receberam a designação de P1, P2, P3 e P4, correspondendo, respectivamente, a P6, P9, P10 e P18 do mapa de solos da região (FREIRE et alii, 1978). (Figura 3).

Uma localização mais detalhada dos perfis estudados encontra-se no mapa de localização da área. (Figura 4).

Figura 3 - Mapa de solos da Bacia do Ribeirão do Lobo (FREIRE et alii, 1978).

Figura 4 - Mapa da área de estudo com a localização dos Perfis (Projeto Sapucaí, 1979 - Folha Campinas SF-23-YA).

As características dos perfis estudados são as seguintes:

PERFIL 1

CLASSIFICAÇÃO: Latossol Vermelho-Amarelo Distrófico álico A fra
co, textura arenosa.

Haplorthox distropectico.

LOCALIZAÇÃO: Vertente direita da Bacia da Represa do Lobo dis
tante 6 km da barragem pela estrada municipal de
São Carlos para Itirapina, na área pertencente
ao Instituto Florestal de Itirapina.

GEOLOGIA: Formação Serra Geral.

RELEVO: Normal, suavemente ondulado, com longos declives,
convexos, uniformes.

TOPOGRAFIA: Meia encosta de extensa elevação cuja declividade
é de 2 %.

MATERIAL DE ORIGEM: Sedimentos Plio-Pleistocênicos arenosos.

DRENAGEM: Acentuada e boa.

EROSÃO: Não aparente.

VEGETAÇÃO: Campo cerrado com vegetação de gramíneas de porte elevado, arbustos e árvores de pequeno porte, típicas dessa formação vegetal, aglomerado em manchas esparsas.

ALTITUDE APROXIMADA: 720 m.

MORFOLOGIA:

- A1 0- 20 cm; pardo avermelhado (5YR 4/3), desuniforme com areia lavada, rósea, dispersa; areia barrenta; maciço, que se rompe em granular, pequena, muito fraca; macio, friável, não plástico e não pegajoso; raízes fasciculadas, abundantes; macroporosidade abundantes; atividade biológica muito abundante; transição ondulada, difusa.
- B1 20- 55 cm; cinza avermelhado escuro (5YR 4/2), desuniforme com areia lavada rósea, dispersa; barro arenoso; maciço, que se rompe em blocos, médios, fracos; ligeiramente duro, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes finas, abundantes; macroporos abundantes, transição ondulada, difusa.

- B21 55- 80 cm; vermelho amarelo (5YR 5/6); barro arenoso, com esqueleto de quartzo abundante; maciço, que se desfaz em blocos; ligeiramente duro, friável, plástico e pegajoso; macroporos comuns; raízes finas, abundantes; transição plana, difusa.
- B22 80-100 cm; vermelho amarelo (5YR 5/8); barro arenoso, com cascalho de formato variável, predominando os arredondados, pequenos; maciço, poroso; duro, friável, plástico e pegajoso; macroporos comuns; transição plana, difusa.
- B23 100-300 cm; amarelo avermelhado (5YR 6/8); barro arenoso, com cascalho de formato variável, predominando os arredondados, pequenos; maciço, poroso; duro, firme, plástico e pegajoso; macroporos comuns.

PERFIL 2

CLASSIFICAÇÃO: Latossol Vermelho-Escuro Distrófico álico, A moderado, textura média.

Haplorthox típico.

LOCALIZAÇÃO: Estrada estadual para Itirapina, distando 3 km do entroncamento com a Via Washington Luiz.

GEOLOGIA: Formação Serra Geral.

RELEVO: Normal, suavemente ondulado, com longos declives, convexos, desuniformes.

TOPOGRAFIA: Meia encosta de extensa elevação, cuja declividade é de 4 %.

MATERIAL DE ORIGEM: Sedimentos Plio-Pleistocênicos de textura média.

DRENAGEM: Moderada.

EROSÃO: Laminar ligeira a moderada e sulcos rasos ocasionais.

VEGETAÇÃO: Reflorestamento com eucalipto, recentemente implantado.

ALTITUDE APROXIMADA: 800 m.

MORFOLOGIA:

- Ap 0- 15 cm; cinza avermelhado escuro (5,0YR 4/2), marche
tado com areia lavada rosea, abundante; barro
arenoso; maciço que se rompe em granular, mêdia
a pequena, muito fraco; ligeiramente duro, mui-
to friãvel, não plãstico e não pegajoso; raízes
fasciculadas finas muito abundantes; transição
plana, gradual.
- A3 15- 45 cm; cinza avermelhado escuro (5,0YR 4/2), salpi-
cado com areia lavada rosea abundante; barro are-
noso; maciço, que se rompe em fragmentos irregu-
lares pequenos, fracos; ligeiramente duro, friã
vel, não plãstico e ligeiramente pegajoso; raí-
zes fasciculadas finas abundantes; transição pla-
na, gradual.
- B21 45- 60 cm; pardo avermelhado (5,0YR 4/4), com manchas
escuras na parte superior; barro arenoso; maci-
ço, que se rompe em blocos, grandes, fracos; du-
ro, friãvel, ligeiramente plãstico e ligeiramen-
te pegajoso; raízes fasciculadas mêdias, raras;
transição plana, gradual.

- B22 60- 90 cm; pardo avermelhado (5,0YR 4/4), com veias escuras; barro arenoso; maciço, que se rompe em blocos grandes muito fracos; duro, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes médias raras; acumulações de areia lavada comuns; transição plana, difusa.
- B3 90-115 cm; pardo avermelhado (5YR 5/4), com manchas vermelhas (2,5YR 4/8) grandes, esparsas; barro arenoso; maciço, poroso; duro, firme, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes médias raras; transição plana, difusa.
- C 115+cm; alaranjado (5,0YR 4/6); barro arenoso; maciço, poroso; duro, firme, plástico e pegajoso; raízes médias abundantes.

PERFIL 3

CLASSIFICAÇÃO: Latossol Vermelho-Escuro Distrófico álico A fraco, textura arenosa.

Haplorthox paleudultico.

LOCALIZAÇÃO: Cabeceira da Bacia da Represa do Broa, próximo à entrada para Itirapina.

GEOLOGIA: Formação Serra Geral.

RELEVO: Normal, suavemente ondulado, com declives longos, convexos, desuniformes.

TOPOGRAFIA: Topo de extensa elevação, cuja declividade é de 40 %.

MATERIAL DE ORIGEM: Sedimentos arenosos Plio-Pleistocênicos.

DRENAGEM: Bem drenado.

EROSÃO: Laminar ligeira e sulcos médios ocasionais na base das elevações.

VEGETAÇÃO: Cerrado constituído por árvores típicas e vegetação de gramíneas.

ALTITUDE APROXIMADA: 780 m.

MORFOLOGIA:

Ap 0- 15 cm; pardo avermelhado escuro (5YR 3/4); barro arenoso; granular, média a grande, moderada; macio, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes fasciculadas finas e grossas muito abundantes; transição plana, gradual.

- B1 15- 25 cm; vermelho escuro (2,5YR 3/6); areia barrenta; blocos pequenos que se rompem em granular, média a grande, forte; duro, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes fasciculadas abundantes; porosidade muito abundante; galerias biológicas grandes, esparsas, comuns; transição plana, clara.
- B21 25- 60 cm; pardo escuro avermelhado (2,5YR 3/4).com marchetamento de areia lavada rósea, abundante , areia barrenta; blocos, médios a grandes, fracos; macio, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes fasciculadas médias e grossas comuns; porosidade abundante; transição plana, difusa.
- B22 60-120 cm; vermelho (2,5YR 4/6); barro arenoso; blocos, médios a grandes, muito fracos; duro, firme, plástico e pegajoso; raízes grossas esparsas; porosidade abundante; galerias biológicas comuns transição difusa.
- B23 120-180 cm; vermelho (2,5YR 4/6); barro arenoso; com fragmentos de canga laterítica grandes, comuns; maciço, poroso; ligeiramente duro, firme, plástico e pegajoso; porosidade abundante.

PERFIL 4

CLASSIFICAÇÃO: Latossol Vermelho-Amarelo Distrófico álico A fra
co, textura média.

Haplorthox típico.

LOCALIZAÇÃO: Cabeceira da Bacia da Represa do Broa.

GEOLOGIA: Formação Serra Geral.

RELEVO: Normal, ondulado, com declives fortes, convexo e
desuniforme.

TOPOGRAFIA: Topo de extensa elevação, cuja declividade é de
12 a 15 %.

MATERIAL DE ORIGEM: Sedimentos policíclicos Cenozóicos.

DRENAGEM: Bem drenado.

EROSÃO: Laminar ligeira e sulcos rasos, ocasionais.

VEGETAÇÃO: Pastagem de gramíneas altas, arbustos e árvores
esparsas.

ALTITUDE APROXIMADA: 810 m.

MORFOLOGIA:

- Ap 0- 10 cm; pardo avermelhado (5YR 4/4); barro argilo-arenoso, com linhas irregulares de cascalho de quartzo, que sugerem estratificação do material de origem; maciço, rompendo-se em blocos irregulares, grandes, fracos; muito duro, firme, ligeiramente plástica e pegajoso; raízes fasciculadas, abundantes; porosidade baixa; transição difusa.
- A12 10- 30 cm; pardo avermelhado (5YR 4/4); barro argilo-arenoso, com linhas paralelas de cascalho de quartzo e canga laterítica; blocos grandes, fracos; duro, firme, plástica e pegajoso; raízes fasciculadas abundantes; porosidade baixa; transição difusa.
- B21 30- 75 cm; vermelho amarelado (5YR 4/6); barro argilo-arenoso, com cascalho abundante de quartzo e canga laterítica, esparsos; maciço, poroso; duro, firme, plástica e pegajoso; raízes fasciculadas abundantes; transição difusa.
- B22 75-140 cm; vermelho amarelado (5YR 4/6); barro argilo-arenoso, com cascalho de quartzo e canga laterítica, abundantes, esparsos; maciço, poroso; ligeiramente duro, friável, plástica e pegajoso; raízes fasciculadas abundantes.

4.2. Instrumental

4.2.1. Peneiras

Foi utilizado jogo de peneiras US Standard, de malhas 1000 u, 500 u, 250 u, 150 u e 50 u, para a separação das diferentes frações da areia em cada amostra dos horizontes.

4.2.2. Microscópio

Na análise mineralógica e na avaliação do arredondamento, foi utilizado microscópio de origem alemã, fabricação Carl Zeiss, com aumentos de 80, 320 e 800 vezes.

4.2.3. Centrífuga

Na separação dos resíduos leve e pesado, utilizou-se centrífuga marca Internacional nº 2, a aproximadamente 4000 rpm.

5. MÉTODO

5.1. Amostragem

Foram abertas trincheiras com profundidade suficiente para a coleta de amostras dos vários horizontes de cada perfil. Para localização das trincheiras, seguiu-se indicação de *FREIRE et alii* (1978).

Coletou-se, então, uma amostra de cerca de 2 kg de material de cada horizonte num total de 20 amostras.

5.2. Análise Granulométrica

Utilizou-se o método da pipeta, segundo recomendações de *KILMER e ALEXANDER* (1949). Foram usados 10 g de TFSA de cada amostra e calgon-hexametafosfato de sódio como agente dispersante. A fração areia total foi fracionada em jogo de peneiras, descrito em 4.2.1.

5.3. Preparo das amostras

5.3.1. Separação da fração areia total

A fração areia total foi obtida através da análise granulométrica a partir de 10 g TFSA, conforme descrito em 5.2.

5.3.2. Eliminação da matéria orgânica e dos óxidos de ferro livres

Para eliminação da matéria orgânica, da fração areia, efetuou-se tratamento com peróxido de hidrogênio a 30 % em meio ligeiramente ácido, em banho maria, conforme recomendação de JACKSON (1956).

Na eliminação dos óxidos de ferro livres foi utilizado o ditonito-citrato-bicarbonato, através do método descrito por AGUILERA e JACKSON (1953).

5.3.3. Separação da fração leve e pesada

A separação do resíduo pesado foi efetuada na fração areia muito fina, por ser esta a fração mais fina, justaposta à dominante. Segundo RUBEY (1933), este procedimento justifica-se pelo fato de se esperar que o resíduo pesado se concentre, devido à sua maior densidade, nesta fração de areia.

Os minerais pesados foram separados, com a utilização de bromofórmio, de densidade 2,85. Uma vez separados no tubo de centrífuga, utilizou-se a técnica de congelamento da parte inferior do tubo, contendo o resíduo pesado, facilitando a obtenção dos resíduos leve e pesado.

5.3.4. Montagem das lâminas

Após separação dos magnéticos e não magnéticos por meio de imã, as frações leves e pesadas foram montadas em lâminas de microscópio, com resina "likeside" de índice de refração semelhante ao Bálsamo de Canadá. Na maioria das vezes utilizou-se toda a fração pesada na montagem das lâminas.

5.4. Análise mineralógica

A composição mineralógica qualitativa e quantitativa da fração areia muito fina de cada horizonte, foi determinada microscopicamente. Efetuou-se a contagem e caracterização de 300 grânulos em cada lâmina e ou em toda lâmina quando a escassez dos minerais não permitia que se chegasse 300 grânulos.

Após contagem procedeu-se a verificação dos minerais restantes da lâmina, a fim de assinalar a possível ocorrência de minerais raros que pudessem escapar à observação na contagem dos primeiros 300 minerais.

5.5. Arredondamento

O grau de arredondamento dos minerais da fração areia muito fina, foi obtido utilizando-se de técnica de comparação visual dos grânulos (KRUMBEIN, 1941).

Foram examinados 100 grânulos em cada lâmina embora MÂRCONI *et alii* (1970) tenha concluído que 25 grânulos seriam suficientes e SUGUIO (1973) considere representativa uma amostra de 50 grânulos ou mais.

5.6. Análise estatística

No cálculo dos parâmetros estatísticos, para análise granulométrica, foram desprezadas as frações argilas e silte, em face da mobilidade que essas frações apresentam no perfil, levando com isso a resultados enganosos. Os teores das frações areia, recalculados a 100 %, foram lançados em papel de probabilidade aritmética, utilizando-se escala ϕ (SUGUIO, 1973) obtendo-se as curvas de frequência acumulada. Das curvas de frequência acumulada foram extraídos os valores necessários aos cálculos dos parâmetros, proposto por FOLK e WARD (1957) e descritos em 3.5.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. Análise granulométrica

Os resultados da análise granulométrica referentes aos perfis P1, P2, P3 e P4, estão apresentados nas Tabelas 1 e 2. A análise estatística, está baseada na fração areia recalculada a 100 % Tabelas 3 e 4.

Os valores calculados dos parâmetros estatísticos M_z , r_I , S_{K_I} e K_G (FOLK e WARD, 1957) estão relacionados na Tabela 5.

Tabela 1 - Análise granulométrica dos perfis P1 e P2.

Hori- zontes	Profun- didade	%						
		a.m.g.	a.g.	a.m.	a.f.	a.m.f.	silte	argila
<u>Perfil 1</u>								
A1	0- 20	1,2	2,6	14,7	54,7	10,9	5,1	10,8
B1	20- 55	2,0	3,2	17,4	45,1	13,0	5,7	13,6
B21	55- 80	0,6	1,9	14,1	43,9	19,6	6,1	13,8
B22	80-100	0,7	2,5	15,4	41,6	18,0	8,9	12,9
B3	100 +	0,7	2,8	15,0	41,6	17,2	7,9	14,8
<u>Perfil 2</u>								
Ap	0- 15	0,3	2,4	24,6	45,2	10,8	2,8	13,9
B3	15- 45	0,1	1,8	20,3	45,2	13,7	4,9	14,0
B21	45- 60	0,1	2,4	25,1	41,0	11,3	5,0	15,1
B22	60- 90	0,3	2,6	26,3	38,7	11,3	4,1	16,7
B3	90-115	0,4	3,0	24,9	38,9	11,4	3,8	17,6
C	115 +	0,3	2,2	25,5	43,9	6,6	4,6	16,9

Tabela 2 - Análise granulométrica dos perfil P3 e P4.

Hori- zontes	Profun- didade	%						
		a.m.g.	a.g.	a.m.	a.f.	a.m.f.	sil- te	argi- la
Perfil 3								
Ap	0- 15	-	0,1	10,0	61,8	13,5	4,1	10,5
B1	15- 25	-	0,1	10,7	60,0	15,1	5,4	10,7
B21	25- 60	0,2	0,1	11,8	59,4	11,5	-	17,0
B22	60-120	-	-	9,9	60,0	12,9	-	17,2
B23	120 +	-	0,1	10,4	59,8	11,3	-	18,4
Perfil 4								
Ap	0- 10	2,0	14,2	33,3	23,9	1,8	5,2	19,6
A12	10- 30	1,0	10,0	38,2	23,3	2,3	5,3	19,9
B21	30- 75	1,3	9,3	27,8	28,9	3,0	6,0	23,7
B22	75 +	0,7	7,9	26,6	26,2	3,9	6,0	28,7

Tabela 3 - Granulometria da fração areia recalculada a 100 % dos perfis P1 e P2.

Horizontes	%				
	a.m.g.	a.g.	a.m.	a.f.	a.m.f.
Perfil 1 - LVd1					
A1	1,42	3,09	17,48	65,04	12,96
B1	2,48	3,97	21,56	55,89	16,11
B21	0,75	2,37	17,60	54,81	24,47
B22	0,90	3,20	19,70	53,20	23,02
B3	0,91	3,62	19,40	53,82	22,25
Perfil 2 - LEd2					
Ap	0,36	2,88	29,53	54,26	12,97
A3	0,12	2,22	25,03	55,73	16,89
B21	0,13	3,00	31,41	51,31	14,14
B22	0,38	3,28	33,21	48,86	14,27
B3	0,51	3,82	31,68	49,49	14,50
C	0,38	2,80	32,48	55,92	8,41

Tabela 4 - Granulometria da fração areia recalculada a 100 % dos perfis P3 e P4.

Horizontes	%				
	a.m.g.	a.g.	a.m.	a.f.	a.m.f.
Perfil 3 - LEd1					
Ap	-	0,12	11,71	72,37	15,81
B1	-	0,12	12,75	71,51	15,61
B21	0,24	0,12	14,22	71,57	13,86
B22	-	-	11,96	72,46	15,58
B23	-	0,12	12,75	73,28	13,85
Perfil 4 - LVd2					
Ap	2,66	18,88	44,28	31,78	2,39
A12	1,34	13,37	51,07	31,15	3,07
B21	1,85	13,23	39,54	41,15	4,27
B22	1,05	12,10	40,73	40,12	5,97

Tabela 5 - Valores dos parâmetros estatísticos, calculados segundo FOLK e WARD (1957) utilizando a escala $\emptyset$.

Horizontes	Média Mz	Grau de Seleção r_I	Grau de Assimetria s_{K_I}	Curtose K_G
Perfil 1				
A1	2,45	0,71	-0,16	1,09
B1	2,41	0,94	-0,08	1,18
B21	2,71	0,81	-0,19	0,93
B22	2,60	0,87	-0,10	0,94
B3	2,63	0,84	-0,09	0,98
Perfil 2				
Ap	2,41	0,71	0,01	0,99
A3	2,57	0,78	0,06	0,89
B21	2,44	0,79	0,04	0,91
B22	2,23	0,69	-0,03	0,93
B3	2,40	0,79	0,10	0,92
C	2,31	0,68	0,21	1,12
Perfil 3				
Ap	2,77	0,56	-0,07	1,01
B1	2,70	0,60	0,08	1,00
B21	2,67	0,59	0,01	0,97
B22	2,74	0,57	0,05	0,86
B23	2,70	0,57	0,03	1,03
Perfil 4				
Ap	1,70	0,92	0,01	1,04
A12	1,76	0,81	0,05	1,05
B21	1,88	0,88	-0,01	1,03
B22	1,95	0,87	0,01	1,02

6.1.1. Diâmetro médio (M_z)

Das medidas de tendência central, o diâmetro médio é inegavelmente a mais importante. Geologicamente, é a que melhor reflete a média geral do tamanho das partículas de um sedimento, sendo afetado por fatores como tamanho dos grânulos do material de origem, pela fonte de suprimento do material, condições de transporte e processo de deposição do material (SUGUIO, 1973).

Os valores de diâmetro médio obtidos (Tabela 5) mostram uma certa uniformidade entre os perfis P1, P2 e P3, com valores de diâmetro médio entre ϕ 2,23 e 2,77.

Por sua vez, o perfil P4, difere granulometricamente dos demais, tendo valores de ϕ variando entre 1,70 e 1,95, caracterizando-se como areia média.

Observa-se, ainda, uma certa homogeneidade entre os horizontes dos perfis em estudo.

6.1.2. Grau de seleção (r_I)

O grau de seleção, considerado aspecto importante na análise granulométrica de sedimentos, permite medir o grau de dispersão dos dados, em torno da tendência central, de

modo que, quanto menor for o valor do desvio médio, melhor será o selecionamento do material, ou seja, menor será a dispersão dos dados em relação a média.

Todos os perfis estudados (Tabela 5), mostram homogeneidade entre seus horizontes, sendo constituídos de material moderadamente selecionado (Folk e Ward, in *SUGUIO*, 1973) Nota-se apenas que o P3 em comparação com os demais, tem valores de 0,56 a 0,60, o que indica uma tendência para material bem selecionado, e que o P4 tem valores de 0,81 a 0,92, com tendência para o pobremente selecionado.

6.1.3. Grau de assimetria (S_{K_I})

Segundo *SUGUIO* (1973), o grau de assimetria de um sedimento mede a tendência que os dados apresentam de se dispersarem de um lado ou do outro da média. Em uma distribuição, simétrica, o diâmetro médio e a mediana coincidem e, portanto não existe assimetria.

Os resultados da Tabela 5 indicam que o P1 apresenta valores de S_{K_I} negativos, mostrando existência de uma curva com cauda voltada para o lado mais grosseiro da distribuição e que os outros perfis apresentam todos seus horizontes (com exceção do horizonte C do P2), com valores de S_{K_I} entre -0,07 e 0,08 sendo considerados aproximadamente simétricas (Folk e Ward, in *SUGUIO*, 1973).

6.1.4. Curtose (K_G)

A medida de curtose mostra a relação existente entre a dispersão na parte central e nas extremidades das curvas. Para curvas de distribuição normal, a curtose é igual a 1,0. Valores de K_G inferiores a 1 mostram maior dispersão dos dados, provocando o achatamento das curvas e valores de K_G superiores a 1 indicam melhor selecionamento na parte central da distribuição, originando curvas mais agudas.

De maneira geral, todos os horizontes dos perfis estudados apresentam valores de K_G entre 0,90 a 1,11 com raras exceções, indicando assim predominância de curvas mesocúrticas.

Apenas os horizontes B1, C e B22, respectivamente dos perfis P1, P2 e P3 não apresentam uniformidade, em relação aos valores dos outros horizontes do mesmo perfil. Assim, o B1 do P1 e C do P2 apresentam curvas leptocúrticas entre horizontes de curvas mesocúrticas e o B22 do P3 apresenta curva platocúrtica entre horizontes de curvas mesocúrticas, isto é, horizontes de material com K_G próximo a normalidade com horizontes de material melhor selecionado.

O perfil mais uniforme em relação a curtose, é o P4, onde todos os horizontes mostram curvas mesocúrticas com valores de K_G próximos a normalidade.

6.1.5. Considerações gerais

Os resultados da análise granulométrica (Tabelas 1 e 2), da granulometria da fração areia recalculada a 100 % (Tabelas 3 e 4), bem como das curvas de frequência acumulada (Figuras 5 a 8) e de distribuição granulométrica de horizontes de cada perfil (Figura 9), mostram que os perfis estudados se distribuem em duas categorias distintas: uma compreendida pelos perfis P1, P2 e P3, que apresentam uma tendência para se deslocarem para o lado das frações mais finas, tendo como moda a areia fina e uma porcentagem de argila cerca de 30 a 40 % menor que a do perfil P4. Estes perfis apresentam, ainda curvas de frequência acumulada dos horizontes sobrepostas e curvas de distribuição de frequência de tamanho normalmente simétricas. Outra categoria compreende o perfil P4, que mostra menores valores de ϕ . A porcentagem da fração argila cresce consideravelmente, sendo a fração modal constituída de areia média, seguida pela areia fina, tendo ainda curvas de distribuição de frequência de tamanho com tendência assimétrica.

Prováveis ocorrências de descontinuidade litológica ao longo dos perfis não podem ser indicadas pelos resulta-

Figura 5 - Curvas acumulativas dos horizontes do Perfil P₁.

Figura 6 - Curvas acumulativas dos horizontes do Perfil P₂.

Figura 7 - Curvas acumulativas dos horizontes do Perfil P₃.

Figura 8 - Curvas acumulativas dos horizontes do Perfil P₄.

Figura 9 - Curvas de frequência de distribuição granulométrica dos Perfis.

dos das análises granulométricas, mas indícios de ocorrência podem ser sugeridos pelos valores de grau de seleção, grau de assimetria e curtose dos horizontes B1 (P1), C (P2) e B22 (P3) , sem que, entretanto, seja um dado conclusivo.

6.2. Análise mineralógica

6.2.1. Descrição dos minerais

Zirconita

Em todos os horizontes ocorre grande variação nas características dos grânulos de zirconita. Apresentam formas prismáticas e esféricas, cristais normalmente sem inclusões, mas as vezes bem desenvolvidos, grânulos límpidos até escuros, ocorrendo alguns amarelados. Generalizando, podemos dividir em dois grupos distintos de zirconita: um tipo predominante em todos os perfis, incolor, bem arredondado, às vezes amarelado e sempre de tamanho menor; outro tipo incolor, com cristais bem desenvolvidos mas de ocorrência mais restrita. O arredondamento é invariavelmente elevado, mesmo nos grânulos prismáticos.

Turmalina

Os grânulos de turmalina são típicos, apresentando-se com maior frequência na cor parda esverdeada. Ocasionalmen

te, ocorrem cores azul clara, verde e preta. Mostram intenso pleocroismo, elevado grau de arredondamento e são raras as vezes que aparecem com inclusões.

Estaurolita

Ocorrem grânulos de formas irregulares e muitas fraturas, com aparência de "queijo suíço", típico deste mineral. A cor predominante é a amarela clara, às vezes de tons fracamente avermelhados, mas é frequente a ocorrência de grânulos de cores amarela escura até parda. São pouco pleocrônicas e pobres em inclusões.

Minerais Opacos

O elenco de minerais opacos é muito restrito. Foram reconhecidos ilmenita e alguns grânulos de magnetita que ocasionalmente passaram pela separação através do imã. Entretanto, uma vez que a distinção entre ambas, ao microscópio, só é possível em casos extremamente favoráveis, resolveu-se fazer a contagem em conjunto. Apresentam-se invariavelmente como grânulos sub-angulares e sub-arredondados a grânulos bem arredondados.

6.2.2. Perfil P1

O exame da Tabela 6 permite verificar baixos teores de minerais pesados, que entre os horizontes variam de 1,42 a 1,86 %.

Entre os minerais pesados, predominam opacos (magnetita e ilmenita), com teores superiores a 60 %, o qual aumenta no B21 para 70 % e no B3 para 73 % em função de uma diminuição na quantidade de zirconita ou de turmalina (Tabela 8).

Os teores dos minerais transparentes e opacos foram recalculados para 100 %. O exame das Tabelas 7 e 8 mostra uma nítida predominância da zirconita em todos os horizontes, inclusive com aumento de mais de 50 % na passagem do B1 para o B21, com consequente e significativa antipatia pela turmalina, caracterizada por uma consequente diminuição de aproximadamente 50 % no seu teor. Por sua vez, a estaurolita, terceiro mineral na escala de abundância, não sofre muitas variações nos seus teores a não ser no B21, onde ocorre o aumento de zirconita, condicionado à diminuição da turmalina e também da estaurolita.

Os valores calculados para a relação zirconita/turmalina (Tabela 7) mostram ocorrência de variações acentuadas e inclusive a antipatia da zirconita pela turmalina (Figura 10).

Tabela 6 - Porcentagem de minerais leves e pesados da fração areia muito fina do Pl.

Horizontes	% leve	% pesado
A1	98,24	1,76
B1	98,24	1,86
B21	98,57	1,43
B22	98,58	1,42
B3	98,45	1,55

Tabela 7 - Frequência dos minerais pesados da fração areia muito fina do Pl.

Minerais	Horizontes				
	A1	B1	B21	B22	B3
Zirconita	30	44	61	61	34
Turmalina	44	45	18	19	24
Estaurolita	22	17	10	19	14
Total transparente	96	106	89	99	72
Opacos	204	194	211	201	198
Nº de grânulos	300	300	300	300	300
Relação Z/T	0,68	0,98	3,39	3,21	1,41

Tabela 8 - Porcentagem dos minerais pesados do P1 (os minerais transparentes estão recalculados para 100 %).

Horizontes	Opacos	Zi	Tu	Es
A1	68,00	31,25	45,84	22,94
B1	64,67	41,52	42,46	16,05
B21	70,33	68,52	20,22	11,22
B22	67,00	61,61	19,18	19,18
B3	73,34	47,26	33,31	19,43

A relação zirconita/turmalina apresenta pontos de inflexão nas curvas (Figura 11): passa do valor 0,98 do B1 para 3,39 no B21, se mantém no B22 e no B3 sofre uma diminuição atingindo apenas o valor 1,41.

Embora a descrição morfológica não apresente diferenças significativas entre os horizontes B1 e B21, a variação na relação zirconita/turmalina, aliada às variações nos valores de diâmetro médio, grau de seleção, grau de assimetria e de curtose (Tabela 5), sugere e comprova a ocorrência de descontinuidade litológica no perfil.

6.2.3. Perfil P2

O perfil P2, possui aproximadamente as mesmas características mineralógicas do P1. Constitui-se de uma porcentagem um pouco maior de minerais pesados com teores variando de 1,21 a 2,66 %, (Tabela 9).

Entre os minerais pesados, existe uma maior predominância dos opacos (magnetita e ilmenita) com teores sempre superiores a 59 %, chegando a 79,67 % no horizonte C (Tabelas 10 e 11).

Neste perfil, não existe um mineral transparente dominante. Zirconita predomina nos horizontes A3, B21 e C e turmalina nos horizontes Ap, B22 e B3. Estauroлита aparece como o mineral menos abundante dos transparentes e com razoável diminuição em teor no horizonte B22. A antipatia zirconita-turmalina é caracterizada nos horizontes B22 e B3, tanto que possui relação zirconita/turmalina 0,63 e 0,48 respectivamente, contra 1,34 do B21 e 1.39 do C (Tabelas 10 e 11 e Figuras 12 e 13).

Embora os valores acima indiquem presença de descontinuidades litológicas entre os horizontes B21/B22 e B3-C, esta só pode ser confirmada no horizonte C através de variações significativas nos valores de grau de assimetria (de 0,10 a 0,21) e curtose (0,92 a 1,12).

Tabela 9 - Porcentagem de minerais leves e pesados da fração areia muito fina do P2.

Horizontes	% leve	% pesado
Ap	98,79	1,21
A3	98,71	1,29
B21	97,34	2,66
B22	98,09	1,91
B3	98,38	1,62
C	97,80	2,20

Tabela 10 - Frequência dos minerais pesados da fração areia muito fina do P2.

Minerais	Horizontes					
	Ap	A3	B21	B22	B3	C
Zirconita	32	46	43	45	30	25
Turmalina	43	36	32	71	63	18
Estauroлита	18	16	15	9	14	7
Total transparente	93	98	90	125	107	50
Opacos	207	202	210	175	193	196
Nº de grânulos	300	300	300	300	300	246
Relação Z/T	0,74	1,28	1,34	0,63	0,48	1,39

Fig. 10 - Porcentagem de Zirconita, Turmalina e Estauroлита do P₁.

Fig. 11 - Relação Zirconita/Turmalina do P₁.

Fig. 12 - Porcentagem de Zirconita, Turmalina e Estauroлита do P₂.

Fig. 13 - Relação Zirconita/Turmalina do P₂.

Tabela 11 - Porcentagem dos minerais pesados do P2 (os minerais transparentes somam 100 %).

Horizontes	Opacos	Zi	Tu	Es
Ap	69,00	34,42	46,22	19,36
A3	67,33	46,92	36,73	16,31
B21	70,00	47,77	35,57	16,67
B22	58,33	36,00	56,80	7,20
B3	64,33	28,03	58,87	13,09
C	79,67	49,98	36,01	14,02

6.2.4. Perfil 3

Os resultados do perfil P3 (Tabelas 12, 13 e 14) mostram que houve variação na porcentagem de minerais pesados em relação aos perfis P1 e P2. Os teores variam de 2,85 a 3,15 % neste perfil. Este aumento deve ser atribuído ao acréscimo nos opacos, enquanto que os minerais transparentes diminuíram consideravelmente, chegando a contagem máxima de apenas 53 em 300 grãos determinados. Os minerais opacos (magnetita e ilmenita) ocorrem em teores que variam de 82 a 88 %.

Tabela 12 - Porcentagem de minerais leves e pesados da fração areia muito fina do P3.

Horizontes	% leve	% pesado
Ap	96,85	3,15
B1	97,15	2,85
B21	96,18	3,82
B22	97,12	2,88
B23	97,14	2,86

Tabela 13 - Frequência dos minerais pesados da fração areia muito fina do P3.

Minerais	Horizontes				
	Ap	B21	B21	B22	B23
Zirconita	22	24	23	22	12
Turmalina	21	12	10	12	5
Estaurolita	10	8	7	13	4
Total transparente	53	44	40	47	21
Opacos	247	256	260	253	161
Nº de grânulos	300	300	300	300	182
Relação Z/T	1,05	2,00	2,30	1,83	2,40

Tabela 14 - Porcentagem dos minerais pesados do P3 (os minerais transparentes somam 100 %).

Horizontes	Opacos	Zi	Tu	Es
Ap	82,33	41,48	39,62	18,85
B1	85,33	54,53	27,27	18,20
B21	86,67	57,54	24,98	17,48
B22	84,33	46,78	25,53	27,63
B23	88,46	57,11	23,83	19,06

O elenco restrito de minerais pesados transparentes exibe uma predominância da zirconita em relação a turmalina e estaurolita, que ocorrem praticamente em iguais teores. A antipatia zirconita-turmalina é notada desde os primeiros horizontes, assumindo a relação Z/T sucessivamente os valores 1,05, 2,00, 2,30, 1,83 e 2,40. As Figuras 14 e 15 ilustram esta antipatia e os pontos de inflexão da curva da relação zirconita/turmalina, particularmente para o horizonte B22, que possui ~~tam~~ bem antipatia da zirconita/estaurolita, fato este não observado em outros horizontes dos perfis estudados.

Figura 14 - Porcentagem de Zircônia, Turmalina e Estaurolita do P3.

Figura 15 - Relação Zircônia/Turmalina do P3.

Figura 16 - Porcentagem de minerais opacos e transparentes em profundidade dos perfis.

Presença de descontinuidade litológica pode ser sugerida apenas para o horizonte B22, onde houve variação na relação zirconita/turmalina e particularmente na relação zirconita/estauroлита, aliadas à variação na curtose, sendo este horizonte de uma curva platicúrtica entre outros de curvas mesocúrticas.

6.2.5. Perfil P4

O perfil P4 é o mais rico em minerais pesados, com teores variando de 10,90 a 13,68 % (Tabela 15). Magnetita e ilmenita perfazem de 93,27 a 97,52 %, ficando o restante preenchido por minerais transparentes representados predominantemente por zirconita em relação a estauroлита e turmalina, sendo que esta no horizonte B22 está totalmente ausente.

Esse grande acréscimo nos teores de minerais opacos pode estar relacionado a mudança no material de origem ou contaminação por rochas básicas. Paralelamente ao aumento de opacos, ocorre nítida diminuição na quantidade de transparentes, que atinge valores inferiores a 4 % na contagem de 300 grânulos. (Tabelas 16 e 17).

Tabela 15 - Porcentagem de minerais leves e pesados da fração areia muito fina do P4.

Horizontes	% leve	% pesado
Ap	86,55	13,45
A12	86,32	13,68
B21	89,10	10,90
B22	88,22	11,78

Tabela 16 - Frequência dos minerais pesados da fração areia muito fina do P4.

Minerais	Horizontes			
	Ap	A12	B21	B22
Zirconita	8	9	5	3
Turmalina	4	4	1	0
Estaurolita	2	3	7	1
Total transparente	14	16	13	4
Opacos	193	284	287	157
Nº de grânulos	207	300	300	161

Tabela 17 - Porcentagem dos minerais pesados do P4 (os minerais transparentes somam 100 %).

Horizontes	Opacos	Zi	Tu	Es
Ap	93,27	57,50	28,68	14,41
B12	94,67	56,29	24,95	18,76
B2-1	95,67	38,57	7,62	53,81
B22	97,52	75,00	0,00	25,00

Devido aos baixos teores de transparentes, não é recomendável o estudo de relações desses minerais para investigação de uniformidade do perfil. Contudo, os dados de porcentagem de minerais leves e pesados (Tabela 15), transparentes e opacos (Tabelas 16 e 17) mostram a grande homogeneidade do perfil.

6.2.6. Considerações gerais

Os solos estudados podem ser divididos em duas categorias, conforme sugerido em 6.1.5. Suportam esta divisão os resultados obtidos para porcentagens de minerais leves e pesados, porcentagens de minerais opacos e transparentes. Confirma a divisão proposta a Figura 16, que ilustra as porcentagens de

minerais pesados opacos e transparentes e relação de minerais transparentes em profundidade.

Qualitativamente, os quatro perfis se assemelham, exibindo a mesma assembléia de minerais. Quantitativamente, o perfil P4 se distingue pelo teor de pesados 3 a 4 vezes superior ao dos demais. Possui, ainda, um máximo de 6 % de minerais transparentes entre os pesados, contra uma variação de 18 a 42 % nos outros perfis. O perfil P4 é uniforme, enquanto os demais exibem descontinuidades litológicas nos horizontes B1 (P1), C (P2) e B22 (P3).

As duas classes de solos possuem minerais de alta estabilidade química e a presença desses minerais, aliada composição mineralógica simples, confere aos solos um caráter de elevada maturidade mineralógica.

A proveniência desses minerais está ligada a rochas ígneas ácidas e intermediárias (zirconita), rochas pegmatíticas (turmalina), rochas metamórficas de alto grau (estauroлита), sedimentos retrabalhados (zirconita, turmalina arredondada) e rochas básicas (ilmenita e magnetita) PETTIJOHN (1949).

6.3. Arredondamento

Os valores do grau e da média de arredondamento da fração areia muito fina dos perfis P1, P2, P3 e P4 (Tabela 18), mostram grau de arredondamento entre 0,45 e 0,51 para todos horizontes e, de acordo com *PETTIJOHN (1957)*, estão classificados como grânulos arredondados.

Estes valores de arredondamento coincidem com os encontrados por *SOARES (1975)*, para a Formação Botucatu, sugerindo para o mesmo uma deposição em ambiente desértico, eólico.

Em relação ao arredondamento não existe diferenças significativas, nem entre perfis nem entre horizontes de um mesmo perfil, não confirmando nem infirmando a hipótese de ocorrência de descontinuidade litológica sugerida pelos parâmetros estatísticos e comportamento dos minerais pesados nos perfis P1, P2 e P3.

Tabela 18 - Arredondamento dos grãos de quartzo da fração areia muito fina dos perfis.

Hori- zontes	Grau de arredondamento									Média
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	
Perfil 1										
A1	-	8	10	20	37	20	5	-	-	0,47
B1	-	4	8	23	50	12	3	-	-	0,47
B21	-	2	5	18	50	20	5	-	-	0,50
B22	1	5	11	26	41	14	2	-	-	0,45
B3	2	4	1	24	49	17	3	-	-	0,48
Perfil 2										
Ap	-	4	7	13	49	24	2	1	-	0,49
A3	-	3	4	19	48	21	3	1	1	0,50
B21	-	5	7	27	41	20	-	-	-	0,46
B22	-	-	7	29	46	18	-	-	-	0,48
B3	-	2	7	26	50	15	-	-	-	0,47
C	-	1	12	40	33	13	1	-	-	0,45
Perfil 3										
Ap	-	-	3	24	50	20	3	-	-	0,50
B1	-	-	1	26	51	21	1	-	-	0,50
B21	-	1	5	20	50	22	1	-	-	0,49
B22	-	-	3	31	46	18	2	-	-	0,49
B23	-	1	2	22	46	18	9	1	1	0,51
Perfil 4										
Ap	2	7	8	22	32	25	2	2	-	0,47
A12	1	3	14	20	41	17	2	2	-	0,47
B21	-	1	2	26	46	23	2	-	-	0,49
B22	-	3	4	26	46	19	2	-	-	0,48

7. CONCLUSÕES

O estudo das características mineralógicas e granulométricas confirma a hipótese de que esses parâmetros permitem distinguir solos morfologicamente semelhantes. Os solos estudados dividem-se em duas categorias: uma compreendida pelos perfis P1, P2 e P3 e outra pelo perfil P4.

A composição mineralógica da fração pesada dos quatro perfis é constituída de poucas espécies minerais, de elevada maturidade química, revelando tratar-se de solos de grande maturidade mineralógica.

Os resultados de arredondamento e da composição mineralógica do resíduo pesado, confirmam que os quatro solos receberam contribuição da Formação Botucatu e Serra Geral, sendo que no perfil P4, a presença da Formação Serra Geral é bem mais destacada.

O solo P4 exibe grande homogeneidade granulométrica e mineralógica, enquanto os demais apresentam descontinuidades litológicas também, sugeridas pelos parâmetros granulométricos e mineralógicos.

8. LITERATURA CITADA

AGUILERA, N.H. e M.L. JACKSON, 1953. Iron oxide removal from soils and clays. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 17: 359-364.

ALMEIDA, F.F.M., 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. In: Geologia do Estado de São Paulo. São Paulo. Instituto Geográfico e Geológico. Bol. 167-273.

ALOISI, R.R.; N. POPPI; D. PERECIN e J.L.I. DEMATTÊ, 1978. Estudos sedimentológicos de perfis de solos sob cerrado. Jaboticabal. Científica 6 (2): 159-164.

ALTAFIN, A., 1977. Granulometria da fração grosseira de solos desenvolvidos sobre o Arenito Bauru. Piracicaba. ESALQ, USP. 90 p. (Dissertação de Mestrado).

- ANDRADE, S.M. e P.C. SOARES, 1971. Geologia de semi-detalle do Centro-Leste de São Paulo - Brasil. Ponta Grossa. PETROBRÁS. Dep. Expl. Prod. Distr. Expl. Sul, 52 p. ilustrado.
- BAHIA, B.G., 1973. Contribuição ao estudo da mineralogia de um Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa do Município de Iracemápolis. Piracicaba, ESALQ-USP, 75 p. (Dissertação de Mestrado),
- BEAVERS, A.H., 1960. Use of X-ray spectrographic analysis for the study of soil genesis. Int. Congr. Soil Sci. Trans. 7th (Madison, Wisconsin). 2: 1-9.
- BONI, N.R., 1976. Descontinuidade litológica em solos do Município de São Paulo, SP. Piracicaba, ESALQ-USP. 52 p. (Dissertação de Mestrado).
- BOSIO, N.J. e P.M.B. LANDIM, 1978. Um estudo sedimentológico sobre a Formação Caiuã. Curitiba. Boletim Paranaense de Geociências nº 28/29: 145-157.
- BRASIL, DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL, 1979. PROJETO SAPUCAÍ, Estado de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Relatório Final de geologia, por Libório Quirino Kaefler e outros. Brasília DNPM/CPRM, Superintendência Regional de São Paulo, 289 p., 4 mapas coloridos, 110 cm.

- BREWER, R., 1964. Fabric and minerals analysis of soils. New York. Wiley and Sons. 470 p.
- CADY, J.G., 1965. Petrographic microscope techniques. In: BLACK, C.A. ed. Methods of soil analysis. Madison, Series Agronomy (9): 604-631.
- CAMARGO, A.P.; H.S. PINTO; O. BRUMINI; M.J. PEDRO JR.; A.A.ORTO LANI e R.R. ALFONSI, 1974. Zoneamento agrícola do Estado de São Paulo - Clima do Estado de São Paulo. Secretaria da Agricultura do Estado de São Paulo. Vol. 1.
- CAMARGO, T. e P. VAGELER, 1937. Análise de solos (II): 1. Análise Mineralógica. Boletim Técnico nº 31 do IAC, 22 p.
- CARROL, D., 1938. Recording the results of heavy mineral-analysis. Jour. Sed. Petrol. 8: 3-9.
- COGEN, W.M., 1935. Some sugestions for heavy mineral investigations of sediments. J. Sed. Petrol. 5:3-8.
- COMISSÃO DE SOLOS, 1960. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Bol. Serv. Nac. Pesq. Agron., Rio de Janeiro, Centro Nacional de Ensino e Pesquisas Agronômicas, 12: 1-634.

DEMATTE, J.L.I., 1978. Zircônio e Titânio da fração areia de solos. Revista Brasileira de Ciência do Solo. Campinas, 2: 74-77.

DOEGLAS, D.J., 1939. The importance of heavy mineral analysis to regional sedimentary petrology. Rept. Comm. Sedimentation, National Research Council: 102-121.

DUARTE, U., 1980. Geologia ambiental da area de São Pedro-SP-Vetor Águas Subterrâneas. São Paulo. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 73 p. (Tese de Doutorado).

FOLK, R.L. e W.C. WARD, 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. J.Sed. Petr., 27: 3-27.

FREIRE, O.; J. GIMENEZ; J.E. PESSOTTI e E. CARRARO, 1978. Solos da Bacia do Broa. São Carlos. Universidade Federal de São Carlos. 125 p.

GALHEGO, H.R., 1977. Mineralogia de solos de uma topossequência da região de contato do Planalto Ocidental com as cuestas basálticas do Município de Botucatu, S.P. Piracicaba. ESALQ-USP. 62 p. (Dissertação de Mestrado).

- HASEMAN, J.F. e C.E. MARSHALL, 1945. The use of heavy-minerals in studies of the origin and development of soils. Mo. Agr. Exp. Sta. Res. Bull. 387. 75 p.
- HENDRICK, J. e G. NEWLANDS, 1923. The value of mineralogical examination in determining soil types; with a method of examination and a comparison of certain english and scottish soils. Jour. Agr. Sci. 13: 1-17.
- JACKSON, M.L., 1956. Chemical analysis. Advanced Course. Pub. by the Author. Dept. fo Soils, Univ. of Wisconsin, Madison , Wisconsin, U.S.A. 991 p. (mimeo.).
- JEFFRIES, C.D., 1937. The mineralogical composition of the very fine sands of some Pennsylvania soils. Soil Sci. 43: 357-366.
- JEFFRIES, C.D. e M.L. JACKSON, 1949. Mineralogical analysis of soils. Soil Sci. 68: 57-73.
- KILMER, V.J. e J. ALEXANDER, 1949. Method of makiey mechanical analysis of soils. Soil Sci. 68: 15-26.
- KRUMBEIN, W.C. e F.J. PETTIJOHN, 1938. Manual of sedimentary petrography. Appleton-Century-Crofts, Inc. New York, U.S.A. 549 p.

KRUMBEIN, W.C., 1941. The effects of abrasion on the size shape and roundness of rock fragments. J. Geol. 49 (5): 449-482.

KRUMBEIN, W.C. e L.L. SLOSS, 1969. Estratigrafia y sedimentación. UTEHA, México, 2ª ed. 778 p. Unión Tipográfica Editorial Hispano-Americana UTEHA.

KRYNINE, P.D., 1946. The tourmaline group in sediments. J. Geol. 54 (2): 65-87.

KÜPPER, R. de B., 1978. Mineralogia e granulometria de dois Latossolos Vermelho Amarelo-orto da Serra da Mantiqueira, SP. Piracicaba, ESALQ-USP. 83 p. (Dissertação de Mestrado).

LÔBO, A.E.M., 1971. Descontinuidade litológica de alguns solos da região de Piracicaba. Piracicaba, ESALQ-USP. 65 p. (Dissertação de Mestrado).

MARCONI, A., 1969. Contribuição ao estudo da mineralogia de solos do Município de Piracicaba. Piracicaba, ESALQ-USP. 101 p. (Tese de Doutorado).

MARCONI, A.; I.O. ABRAHÃO e I.R. NOGUEIRA, 1970. Efeito de operadores, dia de observação e tamanho de amostra e de grânulos na determinação do arredondamento da fração areia de solos. Anais da ESALQ/USP, 27: 205-209.

MARCONI, A. e I.O. ABRAHÃO, 1977. Mineralogia e granulometria de três latossolos da região do Médio Rio São Francisco, BA. Anais da ESALQ/USP. 33 (39): 415-428.

MARINS, M. de A., 1975. Ecologia da alga *Melaziva italica* (Ehr.) Kutz. Represa do Lobo. Estado de São Paulo. Universidade de São Paulo. 144 p. (Tese de Doutorado).

MARSHALL, C.E. e C.D. JEFFRIES, 1945. Mineralogical methods in soil research. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 10: 347-405.

MILNER, H.B., 1962. Sedimentary petrography. George selen and Unwin Ltd. London, England. 4ª ed. 2ª vol. 1358 p.

PARAGUASSÚ, A., 1970/1971. Sedimentos aquosos da Formação Botucatu. Curitiba. Bol. Paranaense de Geociências n°s 28/29: 193-210.

PETTIJOHN, F.J., 1949. Sedimentary rocks. New York. Harper. 526 p.

PETTIJOHN, F.J., 1957. Sedimentary rocks. Harper and Brothen. New York, USA. 2ª ed. 718 p.

RODRIGUES, E.M., 1979. Granulometria e mineralogia de Latosol Roxo do Município de Piracicaba-SP. Piracicaba, ESALQ-USP 63 p. (Dissertação de Mestrado).

- ROSENFELD, M.A. e J.C. GRIFFITHS, 1953. An experimental test of visual comparison technique in estimating two-dimensional sphericity and roundness of quartz grains. Am. Jour. Sci. 251: 553-585.
- RUBEY, W.W., 1933. The size distribution of heavy minerals within a water-laid sandstone. J. Sed. Petr. 3: 3-29.
- SINDOWSKI, F.K.H., 1949. Results and problems of heavy-minerals analysis in Germany. J. Sed. Petr. 19: 3-25.
- SOARES, P.C., 1972. Arenitos Botucatu e Pirambônia no Estado de São Paulo. XXVI Cong. Bras. Geol. Boletim 1, 250-251, São Paulo.
- SOARES, P.C., 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. R. Bras. Geoc. São Paulo 5:23.
- SUGUIO, K., 1973. Introdução a sedimentologia. São Paulo. Ed. Edgar Blücher, Ed. USP, 317 p.
- SUGUIO, K.; M. COIMBRA e L.R. GUARDADO, 1974. Correlação sedimentológica de Arenitos da Bacia do Paraná. Bol. Inst. Geoc. USP. São Paulo, 5: 85-116.

SUGUIO, K.; A.M. COIMBRA, 1976. Estudo sedimentológico das "Bandas Onduladas" de solos da Formação Bauru na Área Bali-sada pelas Cidades de Osvaldo Cruz - Rancharia e Tupã, Estado de São Paulo. Boletim I.G. Instituto de Geociências, USP. São Paulo, 7: 27-38.

VILLELA, S.M. e A. MATTOS, 1975. Hidrologia aplicada. São Paulo. McGraw-Hill. 245 p.

WERNICK, E.; A.C. ARTUR e R.R. CORDEL, 1972. Comparação entre a forma de grãos de quartzo dos arenitos Botucatu e Bauru. Notícia Geomorfológica. Campinas, 12: 83-91.

WINKELJOHANN, J.M.S., 1975. Descontinuidade litológica em perfis de solos da Série Guamium (Latossolo Vermelho Amarelo-orto). Piracicaba, ESALQ-USP. (Dissertação de Mestrado).