

# **PEDOGÊNESE E MORFOGÊNESE NO DISTRITO DE TUPI (PIRACICABA-SP)**

**PABLO VIDAL TORRADO**

**Tese apresentada à Escola Superior de  
Agricultura "Luiz de Queiroz", da  
Universidade de São Paulo, para  
obtenção do título de Doutor em  
Agronomia, Área de Concentração:  
Solos e Nutrição de Plantas.**

**Piracicaba  
Estado de São Paulo - Brasil  
Junho - 1994**

# **PEDOGÊNESE E MORFOGÊNESE NO DISTRITO DE TUPI (PIRACICABA-SP)**

**PABLO VIDAL TORRADO**  
Engenheiro Agrônomo

Orientador: Dr. IGO FERNANDO LEPSCH

Tese apresentada à Escola Superior  
de Agricultura "Luiz de Queiroz",  
da Universidade de São Paulo, para  
obtenção do título de Doutor em  
Agronomia, Área de Concentração:  
Solos e Nutrição de Plantas.

**Piracicaba**  
Estado de São Paulo - Brasil  
Junho - 1994

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Livros da  
Divisão de Biblioteca e Documentação - FCLQ/USP

---

Vidal Torrado, Pablo  
V649p Pedogênese e morfogênese no Distrito de Tupi  
(Piracicaba-SP). Piracicaba, 1994.  
212p. ilus.

Tese - ESALQ  
Bibliografia.

1. Geomorfologia - Tupi (Distrito), SP 2. Solo -  
Gênese - Tupi (Distrito), SP 3. Solo - Micromorfologia  
Tupi (Distrito), SP I. Escola Superior de Agricultura  
Luiz de Queiroz, Piracicaba

CDD 631.4

# PEDOGÊNESE E MORFOGÊNESE NO DISTRITO DE TUPI (PIRACICABA-SP)

PABLO VIDAL TORRADO

Aprovada em 5 de Agosto de 1994

Comissão julgadora:

Prof. Dra. Selma Simões de Castro FFCLH/USP

Prof. Dr. Carlos Roberto Espíndola FEAGRI/UNICAMP

Prof. Dr. Valmiquê Costa Lima UFPR

Prof. Dr. José Luis Ioriatti Demattê ESALQ/USP

Prof. Dr. Igo Fernando Lepsch ESALQ/USP



Dr. Igo Fernando Lepsch

Orientador

**À Walkiria, Glorinha e Pablinho.**

## AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Igo Fernando Lepsch, que através de sua orientação e apoio me introduziu aos estudos de solo-paisagem, área fascinante na qual pretendo me desenvolver cada vez mais. Obrigado Igo pelos conselhos e amizade.

Aos amigos Selma Simões de Castro (coorientação na parte de micromorfologia), Edvard Elias de Souza Filho (coorientação na geologia da área), Gerd Sparovek, Alfredo Arcuri Eluf, Miguel Cooper, Edson Teramoto ("Tanaka"), Jairo Antonio Mazza, Jair Ferrer da Silva, Dorival Grisotto, Maria Elisabete H.B. Guimarães, Carlinhos (UNESP-Rio Claro), Maria Alice B. Alcarde, Wladimir J. Rosignolo, José de Arruda Ribeiro pela colaboração direta dada durante o transcorrer desta tese de doutoramento.

Ao IPT pelas facilidades concedidas para realizar as fotomicrografias, na pessoa do Geólogo Jairo de Sant'Anna Taddeo.

Agradeço à ESALQ/USP e em particular ao Departamento de Ciência do Solo, na figura de sua chefia, pelo apoio e suporte concedidos para que tivesse plenas condições de executar e apresentar esta tese.

À FAPESP pelo auxílio à pesquisa concedido, sem o qual o trabalho não teria sido realizado, e aos membros da banca examinadora pela leitura detalhada do trabalho, críticas e sugestões apresentadas para publicação futura.

À família Furlan, na pessoa do Odair Furlan, expresse minha gratidão pela oportunidade concedida de trabalhar nas áreas de influência da Usina Furlan em Tupi, e pela pronta colaboração prestada em todos os momentos.

Aqueles que não citei, mas que certamente me ajudaram neste percurso, muito obrigado.

*E o que seria de mim sem a paciência e tolerância de Walkiria,  
Obrigado querida!*

## SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS . . . . .	vi
LISTA DE TABELAS . . . . .	xi
RESUMO . . . . .	xii
SUMMARY . . . . .	xv
1. INTRODUÇÃO . . . . .	1
2. REVISAO BIBLIOGRÁFICA . . . . .	3
2.1. Importância dos estudos solo x paisagem. . . . .	3
2.2. Evolução do relevo no quaternário. . . . .	5
2.2.1. Modelos de evolução do relevo. . . . .	5
2.2.2. Evolução do relevo na Depressão Periférica Paulista. . . . .	13
2.3. Conceitos de superfícies geomórficas e aplicações nos estudos solo-paisagem. . . . .	21
2.4. Questões pedogenéticas da paisagem tropical. . . . .	25
2.4.1. Gênese dos latossolos. . . . .	26
2.4.2. O horizonte Bt. . . . .	29
2.4.3. Transição entre solos com Bw para solos com Bt. . . . .	33
2.4.4. Linhas de pedras ou "stone-lines". . . . .	33
2.4.5. Pedogênese em depósitos aluviais. . . . .	35
3. MATERIAIS E MÉTODOS . . . . .	37
3.1. Localização e características do meio físico. . . . .	37
3.3. Mapeamento geológico. . . . .	41
3.4. Amostragem e descrição de solos. . . . .	41
3.4.1. Topossequências . . . . .	41
3.4.2. Amostragem sistemática de solos. . . . .	42
3.5. Estratigrafia dos sedimentos inconsolidados. . . . .	42
3.6. Análise das amostras de terra. . . . .	42
3.7. Micromorfologia. . . . .	43
3.8. Mineralogia da fração argila. . . . .	43

3.9. Mapeamento de solos. . . . .	44
3.10. Análise estatística dos dados granulométricos. . . . .	44
3.11. Análise estatística da variabilidade do solo e da cronossequência estabelecida para as superfícies. . . . .	45
3.12. Sobreposição de mapas por computador. . . . .	45
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO . . . . .	46
4.1. Geologia. . . . .	46
4.2. Depósitos superficiais. . . . .	54
4.2.1. Coberturas de topo. . . . .	54
4.2.2. Depósitos de encosta. . . . .	61
4.2.3. Níveis de terraços. . . . .	63
4.3. Superfícies geomórficas e a evolução do relevo. . . . .	66
4.4. Solos. . . . .	76
4.4.1. Mapa semidetalhado. . . . .	76
4.4.2. Morfologia dos solos nas 3 toposseqüências. . . . .	78
4.4.3. Micromorfologia dos solos. . . . .	91
4.4.4. Mineralogia da fração argila. . . . .	135
4.5. Dinâmica atual da pedogênese. . . . .	137
4.6. Tendências de alguns atributos do solo na crono-litosseqüência estabelecida pelas superfícies geomórficas e estratigrafia local. . . . .	142
4.7. Relações solo-geomorfologia-estratigrafia. . . . .	145
4.8. Considerações finais. . . . .	150
5. CONCLUSÕES. . . . .	152
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS. . . . .	156
APÊNDICE 1 . . . . .	170
APÊNDICE 2 . . . . .	171
APÊNDICE 3 . . . . .	177
APÊNDICE 4 . . . . .	185
APÊNDICE 5 . . . . .	203
APÊNDICE 6 . . . . .	208



## LISTA DE FIGURAS

Página

Figura 1. Esquema dos principais modelos de evolução do relevo: a) Davis: decréscimo progressivo do relevo. b) Penck: reposição sucessiva do processo erosivo. c e d) King: recuo paralelo de vertentes, sendo em c) com escarpa e d) sem escarpa. e) Hack: equilíbrio dinâmico da paisagem, sem alteração da forma do relevo. f) Ruhe: recuo de vertentes em fase gradacional com maior retirada de material nas partes mais altas. . . . .	8
Figura 2. Evolução do relevo ao longo do tempo com alternância de climas: 1 e 2, úmido; 3 semiárido; 4 retomada do clima úmido. . . . .	12
Figura 3. Pediplanos, pedimentos, rampas de colúvios, cascalheiras e níveis de terraços que ocorrem na paisagem do Brasil sudeste (BIGARELLA & MOUSINHO, 1965b). . . . .	18
Figura 4. Relações entre superfícies e depósitos de acordo com os critérios de DANIELS et al. (1971). . . . .	25
Figura 5. Localização da área estudada. O mapa da área estudada é representado na figura pelo mapa geológico (figura 7). . . . .	39
Figura 6. Bloco diagrama parcial da área estudada (a). Vista aérea do limite entre as fazendas Morro Grande e També (b). . . . .	40
Figura 7. Mapa geológico da área estudada. A legenda está explicitada no texto. . . . .	48
Figura 8. Estratigrafia observada em corte da rodovia SP 304, na parte oeste da área. . . . .	51
Figura 9. Corte estratigráfico observado na fazenda do Lobo, porção nordeste da área. . . . .	52
Figura 10. Estratigrafia observada em corte na rodovia SP 304 (trecho novo -> Rodovia Luiz de Queiroz). . . . .	53
Figura 11. Distribuição estatística das areias de quatro amostras retiradas na profundidade de 250-300cm em quatro diferentes ocorrências da cobertura cenozóica: BW (sobre argilitos do Pit), T1 (sobre argilito do Ptts), Lobo 1 (sobre diamictito arenoso do CPi)	

e T3b (sobre siltito do Ptti). Os cálculos estatísticos estão no apêndice 2. . . . .	55
Figura 12. Teores de $Fe_2O_3\%$ de $TiO_2\%$ , de amostras do horizonte Bw de latossolos que ocorrem desde a área de estudo até a ocorrência do "sill" de diabásio mais próximo. . . . .	59
Figura 13. Distribuição estatística das areias no perfil T1. Os cálculos estão apresentados no apêndice 2). . . . .	61
Figura 14. Topossequência da fazenda do Lobo. . . . .	64
Figura 15. Mapa das superfícies geomórficas. . . . .	67
Figura 16. Sequência hipotética de evolução do relevo. . . . .	73
Figura 17. Mapa pedológico semidetalhado. . . . .	77
Figura 18. Topossequência da fazenda Morro Grande. . . . .	80
Figura 19. Topossequência da fazenda També. . . . .	83
Figura 20. Topossequência da fazenda do Lobo. . . . .	89
Figura 21. Fotomicrografias do horizonte Bw do perfil 1 da topossequência do Morro Grande. Trama grânica sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . .	94
Figura 22. Perfil 1, topossequência do Morro Grande. Trama apórica-granóidica do horizonte BA (80-90cm). Empacotamento de microagregados e malha de microestrias associadas a separações plásmicas descontínuas que sugerem, também, a individualização de micronódulos. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . .	95
Figura 23. Perfil 1, topossequência do Morro Grande. Microagregados e agregado centimétrico denso com microestrias incipientes no horizonte B3 (600cm). A fragmentação do agregado maior se dá acompanhando preferencialmente as zonas estriadas. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . .	96
Figura 24. Perfil 1, topossequência do Morro Grande. Microestrias e individualização de microagregados mais evidentes. Horizonte B3 (600cm), fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . .	97
Figura 25. Perfil 3b, topossequência do Morro Grande. Trama	

- grânica-granóidica com plasma isótico. Microagregados com formas irregulares, esferoidais e ovais. Alguns agregados apresentam grãos com alto grau de seleção, outros não. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . . 98
- Figura 26. Perfil 4, toposseqüência do Morro Grande. Horizonte Bt1 (103-110cm). Trama porfírica com cavidades com ocorrência comum de ferriargilãs de iluviação. Lâminas de mica aparecem nas fotos. A trama sugere que os microagregados foram coalescidos por argiluviação. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . . 99
- Figura 27. Perfil 4. toposseqüência do Morro Grande. Transição A/Bt. Trama porfírica com coalescência de cavidades cujas paredes inferiores estão revestidas por ferrãs de difusão. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano. . . . . 100
- Figura 28. Perfil 4, toposseqüência do Morro Grande. Horizonte 2Bt2, localizado abaixo de uma linha de pedras. Lâminas de mica em quantidade significativamente superior às ocorrências desse mineral nos horizontes sobrejacentes à linha de pedras (figura 27). Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . . 101
- Figura 29. Perfil 5, toposseqüência do Morro Grande. Horizonte Bt1 (64-75cm). Trama porfírica com plasma da matriz mais amarelo (descolorido) e presença de ferriargilãs e ferrãs. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . . 102
- Figura 30. Perfil 5, toposseqüência do Morro Grande. Transição E/Bt (30-40cm). Pedorrelíquia de Bt em E. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . . 103
- Figura 31. Perfil 6, toposseqüência do Morro Grande. Horizonte Bt1 (50-60cm). Agregados poliédricos com tendência angular. Cutãs de natureza diversa (difusão, estresse e argiluviação) nas paredes dos agregados. As concentrações de ferro (ferrãs, halos e nólulos) se distribuem por todo o perfil. Os grãos tem alto grau de seleção. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . 104
- Figura 32. Perfil 6, toposseqüência do Morro Grande. Horizonte Bt2 (75-

- 90cm). Argilãs de iluviação revestindo canal. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . . 105
- Figura 33. Topossequência da fazenda do També. Perfil 1, horizonte E com lamelas (80-95cm). Transição entre lamela (parte inferior da foto) e interlamela. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano. . . . . 109
- Figura 34. Topossequência da fazenda do També. Perfil 1, horizonte E com lamelas (80-95cm). Detalhe da lamela, com porosidade preenchidas por ferriargilãs de iluviação. Fotomicrografia sob luz polarizada com nicóis cruzados. . . . . 110
- Figura 35. Topossequência da fazenda do També. Perfil 1, horizonte Bt (210-220cm). Trama gefúrica-quitônica, grãos e plasma com tendência isótica. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e sob nicóis cruzados (b). . . . . 111
- Figura 36. Topossequência da fazenda També, horizonte E (28-36cm) do perfil 2. Resquícios da lamela argilosa dispostos horizontalmente lâmina. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano.
- Figura 37. Topossequência da fazenda També, horizonte 2Bt (150- 160cm) do perfil 2. Feldspato (microclina) no centro do campo examinado. Fotomicrografia sob luz polarizada com nicóis cruzados. . . . . 113
- Figura 38. Topossequência da fazenda do També. Perfil 3, horizonte Bi (44-52cm). Ferriargilãs em cavidades na interface rocha-solo. Note-se a diferença da rocha e a matriz do solo quanto ao grau de seleção dos grãos. O plasma da matriz do solo é silassépico. Fotomicrografia sob luz polarizada e com nicóis cruzados. . . . . 114
- Figura 39. Topossequência da fazenda do També. Perfil 4, horizonte Bt1. Trama porfírica com grande quantidade de micas e/ou pseudomorfos. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e sob nicóis cruzados (b). . . . . 115
- Figura 40. Topossequência da fazenda També, perfil 4, horizonte Bt2 (110-120cm). Ferriargilãs preenchendo cavidades e canais. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . . 116
- Figura 41. Topossequência da fazenda També, perfil 5, horizonte Bt2g. Ferriargilãs de iluviação, hematãs e halos. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . . 117

Figura 42. Fotomicrografias do horizonte Bt2g (125-140cm) do perfil També 5. Galeria biológica em primeiro plano. A parede do agregado tem revestimento denso observado macro e microscopicamente. Observações sob luz polarizada em um plano (a) e sob nicóis cruzados (b). . . . .	118
Figura 43. Topossequência da fazenda També. Perfil 6, horizonte Bi (102-110cm). Trama porfírica com plasma omnisépico com tendência a mossépico. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . .	119
Figura 44. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 1, horizonte Bw (130-137cm). Trama grânica e plasma isótico. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . .	122
Figura 45. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 2, horizonte AB. Trama porfírica e grãos com grau de seleção inferior ao perfil Lobo 1. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano. . . . .	123
Figura 46. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 2, horizonte Bw2 (120-128cm). Trama granódica localmente porfírica. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano. . . . .	124
Figura 47. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 3, horizonte A. Trama gefúrica e grãos com grau de seleção muito baixo. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . .	125
Figura 48. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 3, horizonte Bt(110-118cm). Detalhe de ferriargilãs de iluviação. Fotomicrografia sob luz polarizada com nicóis cruzados. . . . .	126
Figura 49. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 4, horizonte Bt (64-72cm). Trama porfírica com tendência granódica e com ferriargilãs. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano. . . . .	127
Figura 50. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 4, horizonte Bt (64-72cm). Detalhe dos ferriargilãs em fotomicrografia sob luz polarizada com os nicóis cruzados. . . . .	128
Figura 51. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 4, horizonte Bw (110-118cm). Trama granódica com plasma isótico. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . .	129
Figura 52. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 5, horizonte Bw (95-103cm). Trama granódica, plasma isótico e ausência de minerais	

	primários intemperizáveis. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . .	130
Figura 53.	Toposseqüência da fazenda do Lobo. Perfil 5, horizonte Bt (52-60cm). Trama porfírica aparentemente formada por coalescência de microagregados provocada pela argiluviação. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). . . . .	131
Figura 54.	Toposseqüência da fazenda do Lobo. Perfil 5, horizonte Bt (52-60cm). Detalhe de ferriargilãs de iluviação. Fotomicrografia sob luz polarizada e com nicóis cruzados. . . . .	132
Figura 55.	Toposseqüência da fazenda do Lobo. Perfil 6, horizonte BA (37-52cm). Trama quitônica localmente gefúrica. Ao centro, detalhe de grão de feldspato em estágio avançado de intemperismo. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com os nicóis cruzados (b). . . . .	133
Figura 56.	Toposseqüência da fazenda do Lobo. Perfil 6, horizonte Bi2 (135-143cm). Domínio porfírico com grande quantidade de ferriargilãs de iluviação. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com os nicóis cruzados (b). . . . .	134
Figura 57.	Teste de comparação de médias (Tukey 95%) de alguns atributos do solo entre superfícies geomórficas (cálculos no apêndice 6). . . . .	144
Figura 58.	Vista aérea da Fazenda Também. Predomínio da superfície IV, ocupada por podzólicos (PV1 e PV3), com ocorrência maior de litólicos nas partes mais declivosas e/ou próximas das escarpas. Sulcos de erosão e ravinas são frequentes. . . . .	148

## LISTA DE TABELAS

## Página

Tabela 1. Teores de óxidos de ferro e de titânio totais obtidos a partir do ataque sulfúrico de amostras da CC. . . . .	56
Tabela 2. Área de ocorrência das superfícies geomórficas. . . . .	68
Tabela 3. Unidades de mapeamento de solos e respectiva área de ocorrência. . . . .	76
Tabela 4. Área de ocorrência dos solos, das superfícies geomórficas e sobreposição entre solos e superfícies. . . . .	146

## PEDOGÊNESE E MORFOGÊNESE NO DISTRITO DE TUPI (PIRACICABA, SP)

Autor: PABLO VIDAL TORRADO

Orientador: Dr. IGO FERNANDO LEPSCH

## RESUMO

Com um estudo integrado, geomorfológico, geológico e pedológico, interpretou-se a pedogênese de acordo com a evolução da paisagem, de uma área de aproximadamente 2000ha, situada nas imediações de Piracicaba, na Depressão Periférica Paulista. São vales esculpidos pelo rio Piracicaba e por seu afluente ribeirão Tijuco Preto, escolhidos devido à riqueza de formas de relevo e de solos representativos da paisagem regional.

Mapeou-se as superfícies geomórficas, a geologia e os solos, nessa ordem. Estudos analíticos e morfológicos detalhados dos solos foram feitos em perfis localizados em três toposseqüências, incluindo análise micromorfológica. Os depósitos superficiais foram identificados com base nas observações de campo, no exame micromorfológico e na análise estatística da distribuição das areias.

Identificou-se cinco superfícies geomórficas, embasadas em rochas paleozóicas das formações Itararé, Tatuí e em pequena ocorrência da formação Irati. Depósitos superficiais neoceno-zóicos foram identificados na forma de coberturas de topo, de colúvios e de remanescentes de níveis de terraço. A cronosseqüência estabelecida para as superfícies (I>II>III>IV>V), foi corroborada pelos testes de comparação de médias de atributos dos respectivos solos, que se correlacionam com o grau de intemperismo. Latossolos ocupam as posições mais elevadas, velhas e planas, enquanto que solos litólicos estão nas superfícies mais recentes, ocupando as posições intermediárias.

A interpretação da evolução do relevo baseou-se no modelo de alternância climática ocorrida durante o quaternário e que teria sido responsável pela morfogênese em condições distintas em cada fase. O uso desses conceitos combinados com as ideias de Ruhe de recuo de



vertentes, permitiu a interpretação da evolução do relevo e dos materiais de origem dos solos.

A gênese dos microagregados dos latossolos que ocorrem na superfície I (Pd1), é complexa. Dois processos ficaram evidentes: o da microestruturação geoquímica e o zoogenético. Microagregados que ocorrem em superfícies mais recentes (III e IV) foram interpretados como originários de retrabalhamento de material latossólico previamente existente. O tamanho maior de agregados no horizonte BA em relação ao Bw dos latossolos, foi interpretado como um empacotamento de microagregados originado pela ação mecânica da mesofauna, das raízes, e dos ciclos de umedecimento e secamento, todos mais intensos nessa zona. O processo inverso também ocorre através da individualização dos agregados maiores do horizonte BA por subdivisão em microagregados. A transição lateral Bw-Bt foi atribuída ao adensamento do manto latossólico a partir do entalhamento da superfície original (I), por influência crescente vertente abaixo da ação mecânica do fluxo lateral de água. Posteriormente, mecanismos de argiluviação e de degradação de argilas por hidromorfismo temporário no topo do Bt completam a transformação do Bw para Bt.

A pedogênese nas superfícies mais recentes que I, favorece a formação de solos com B textural. A argiluviação está presente em quase todos os solos e precederia a degradação de argilas por hidromorfismo (ferrólise). A formação de lamelas nos podzólicos mais desenvolvidos e sobre rochas da formação Itararé (superfícies III e IV), se dá a partir de argiluviação rítmica, formando depósitos que irão dificultar a passagem de argilas dispersas ("peneiramento"), e que depois podem vir a ser degradados pela ferrólise. O gradiente textural dos solos da superfície IV tem também, em muitos casos, influência de colúvios.

Nas várzeas, classificadas como um dos níveis de terraços (superfície IV) formados antes do entalhamento atual do vale (superfície V), o processo da argiluviação é muito intenso, o que, aliado à grande atividade biológica observada no local, promove uma homogeneização no teor de argila desses sedimentos, formando posteriormente o horizonte B textural.

A interpretação dos dados de laboratório, como os da micromor-

fologia e mineralogia dos solos, só foi possível devido à compreensão das relações entre os solos, as formas do relevo e sua origem e a geologia local, graças ao intensivo trabalho de campo.

SOIL-GEOMORPHOLOGY-STRATIGRAPHY RELATIONSHIPS IN THE TUPI DISTRICT  
(PIRACICABA, SP, BRAZIL)

Author: PABLO VIDAL TORRADO

Adviser: Dr. IGO FERNANDO LEPSCH

**SUMMARY**

Throughout an integrated geomorphological, geological and pedological study the pedogenesis in an area of about 2,000ha was interpreted according to landscape evolution. The area is close to the Piracicaba municipality and comprise valleys incised by the Piracicaba river and its tributary Tijuco Preto stream and was chosen due to richness of relief features as well as regional representative soils.

Geomorphic surfaces, geology and soils were mapped following this order. Detailed analytical and morphological studies of the soils were performed in three toposequences, including micromorphology. The surficial deposits were identified based on field observations, micromorphological examinations and statistical analysis of grain size distribution.

Five geomorphic surfaces were identified bevelling paleozoic rocks of the Itararé, Tatuí and on a small occurrence of the Irati formation. Neo Cenozoic surficial deposits occur on summit positions and there are also hillslope deposits as well as remnants of terrace levels. The chronosequence established for the surfaces (I>II>III>IV>V), was supported by mean comparison tests from attributes reflecting the weathering degree of the respective soils. Oxisols are located on the more elevated, older and level surfaces whereas lithic soils are located on the more recent surfaces being the soils with argillic horizons on the intermediate positions. The formation of clay lamellae in the more developed ultisols under rocks of the Itararé formation (surfaces III and IV) would happen from rhythmic clay translocation which form deposits that will difficult other dispersed illuviated clays ("sieving process").

Furthermore they could be degraded by ferrolysis. The textural gradient of soils on surface IV has also, in many instances, colluvium influence.

The interpretation of the relief evolution was based on the Quaternary climatic changes which would be responsible for the morphogenesis with distinct conditions for each phase. This model, when combined with Ruhe's ideas of slope retreat, help to understand the relief evolution and the soil parent materials.

The genesis of the oxisols microaggregates from surface I is complex. Two processes were evident: the geochemical microstructuration and the zoogenetic. Microaggregates from younger surfaces (III and IV) were interpreted as originated from the reworking of pre-existing oxic material. The great size of the aggregates from BA in relation to the Bw horizons in the oxisols, were interpreted as coalescence of microaggregates originated by the mechanical action of mesofauna, roots and wet-drying cycles which are more frequent. The lateral transition Bw-Bt was attributed to the compaction of the oxic horizon since the bevelling of surface I, by increasing action downslope of the mechanical action of water lateral flow. After this, clay translocation and clay degradation by temporary hydromorphic conditions on top of Bt horizons would complete the Bw-Bt transformation. At the lowlands, classified as low terraces levels (surface IV) formed before the recent cutted valleys (surface V), clay translocation is very intense and well developed Bt horizons were formed.

The pedogenesis in surfaces younger than surface I is favorable to soils with argillic horizon. Clay translocation is present in almost all soils and would precede clay degradation by hydromorphic processes ("ferrolisys").

The interpretation of the laboratory data, such as the micromorphology and mineralogy, was possible only due to the understanding of soils interrelationships, origin of relief forms and local geology, throughout intensive field work.

## 1. INTRODUÇÃO

O entendimento de como os solos se distribuem na paisagem facilita os trabalhos de mapeamento pedológico, aumenta sua precisão, bem como diminui o número de amostras de terra para análises de laboratório, o que acarreta uma diminuição dos custos. Para se ter uma compreensão de como os solos variam no espaço, o pedólogo terá que estabelecer relações entre a evolução da paisagem, a estratigrafia local e os processos pedogenéticos.

Nas baixas latitudes, onde a ausência das geleiras durante o quaternário e a ocorrência de alternância de climas semiáridos e úmidos, tiveram como resultado a paisagem atual, com suas formas recentes e vestígios ou remanescentes das formas antigas da elaboração dos vales, como níveis de pedimentos e de terraços.

Muitas indagações pertinentes à pedogênese em ambiente tropical, permanecem pouco esclarecidas e sem soluções únicas e definitivas. Nessa questão cabe ressaltar a gênese dos latossolos e em particular dos pequenos agregados granulares de tamanho milimétrico, também chamados de "microagregados", que ocorrem predominantemente no horizonte B desses solos. A transição desses solos vertente abaixo para solos com B textural também é fato comum e com diversas interpretações. A própria gênese dos solos com B textural parece ter vários caminhos, que variam de acordo com o material de origem, com as condições físico-químicas dos solos e com o clima onde ocorrem. A origem de lamelas em solos arenosos com B textural é outro exemplo de controvertidas explicações para sua gênese. Também a pedogênese em ambientes de várzea tem tido pouca atenção por parte dos pesquisadores que atuam no mundo tropical, sendo a maioria dos exemplos bibliográficos oriundos da região temperada e/ou fria.

Por outro lado, a interpretação de como a paisagem evoluiu no

Brasil Sudeste, tem sido diversa e apoiada em bases muito divergentes. Destacam-se os trabalhos das décadas de 60 e 70, com base no modelo de evolução geomórfica provocadas por mudanças climáticas no quaternário e mais recentemente os trabalhos com base na evolução geoquímica da paisagem e dos solos. Basicamente, a polarização dessas tendências conduziu a trabalhos denominados "alocionistas" ou "autoctonistas". Dessa forma, uma linha de pedras poderá ser interpretada como a base de um depósito ou um acúmulo residual ou ainda um arranjo especial devido à atividade biológica, principalmente pelos cupins e formigas no solo.

A Depressão Periférica Paulista é importante região fisiográfica do Estado de São Paulo, e abriga uma agricultura intensa e diversificada sobre solos os mais diversos, devido à variabilidade do material de origem dos solos. Nessa região afloram as rochas do grupo Tubarão, principal grupo geológico desse compartimento geomorfológico, e sobre as quais, pouquíssimos estudos pedológicos foram realizados até o momento.

Partindo-se da premissa de que em determinada região, os solos ocorrem de uma maneira organizada e compreensível, dependente do material de origem e de sua posição topográfica, será possível estabelecer estas relações através do conhecimento da estratigrafia local e de estudos de correlação entre solos e sua posição em superfícies geomórficas. Assim, por meio de um estudo integrado, de caráter geomorfológico, geológico e pedológico, pretende-se neste trabalho interpretar a pedogênese de acordo com a evolução da paisagem de uma área de aproximadamente 2000ha, situada nas imediações de Piracicaba, dentro da Depressão Periférica Paulista e cuja litologia é composta principalmente por rochas do grupo Tubarão. Trata-se de um vale esculpido pelo rio Piracicaba e seu afluente ribeirão Tijuco Preto. A área foi escolhida devido à riqueza de formas de relevo e tipos de solos, apresentando todas as questões pedológicas acima citadas, que são representativas da paisagem regional.

## 2. REVISAO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1. Importância dos estudos solo x paisagem.

A necessidade da compreensão da distribuição e da dinâmica dos solos na paisagem, levou os estudiosos do problema ao desenvolvimento de pesquisas que integraram diferentes ciências da terra, a geologia de superfície, a geomorfologia e a pedologia. Tal integração vem sendo cada vez mais desenvolvida e procurada principalmente pelos geomorfólogos, que não conseguem resolver suas questões somente com o estudo da forma e pelos pedólogos que, por sua vez, não conseguem resolver suas questões de pedogênese sem a compreensão da evolução recente da paisagem e dos processos que nela atuam.

Segundo BIRKELAND (1990) e GERRARD, (1993) nos últimos 20-30 anos diversos pesquisadores tem se atido ao problema, com um número crescente de obras dedicadas ao assunto que, ultimamente, recebeu na lingua inglesa o nome de "Soil Geomorphology" (DANIELS & HAMMER, 1992; GERRARD, 1992 e GERRARD, 1993), nome de difícil tradução para o português e que se julga melhor tratar neste trabalho como "Relações Solo-Geomorfologia" ou ainda "Relações Pedologia-Geomorfologia". De qualquer forma, a geologia de superfície, ramo da estratigrafia, bem como a hidrologia, não se incluem de forma clara nas duas traduções, o que prejudica o exato entendimento do que se procura estudar. GERRARD (1993), expõe que a maior parte dos livros a respeito desse assunto procuram estabelecer relações entre os solos, as superfícies geomórficas que ocupam e os materiais geológicos de que se derivam, seguindo a linha mestra dos textos pioneiros de RUHE (1975) e BIRKELAND (1974 e 1984).

O aumento das informações detalhadas a respeito de mudanças

climáticas no passado, flutuações no nível do mar, variações nos movimentos dos continentes e neotectônica, indicam que essas condições mudaram enormemente durante os 1,5 milhões de anos do período quaternário e muito mais se considerarmos os 65 milhões de anos do período terciário (GERRARD, 1993).

GERRARD (1993), expõe que a evolução da paisagem é episódica, isto é, resulta da alternância de períodos relativamente longos de estabilidade geomórfica com períodos curtos de instabilidade. Isso teria validade geral e dependendo do material geológico e a combinação, intensidade e duração dos diferentes períodos, levará a formação das diferentes paisagens de hoje.

Muitos autores ressaltam que o propósito maior dos estudos que integram a geomorfologia e a estratigrafia com a finalidade de compreender a distribuição dos solos na paisagem, é o de fornecer bases para a predição dessas ocorrências. No entanto DANIELS & HAMMER (1992), indicam que a predição é um dos propósitos da ciência, e cientistas devem fazer predições mesmo quando há pouca informação disponível, que é o caso dos pedólogos, que raramente dispõem de informações detalhadas e que certamente poderão fazer suas predições, com aceitável margem de acerto, em paisagens para eles não familiares, se abordarem o problema de forma multidisciplinar, observando a estratigrafia e a geomorfologia local. Somente reconhecendo a influência da estratigrafia e da geomorfologia sobre os solos é que se pode estabelecer como são as relações entre a hidrologia e topografia de uma vertente sobre a gênese de seus solos. Sem esse retrospecto, os estudos de gênese de solos serão pouco mais do que uma caracterização e interpretação isolada dos perfis (DANIELS & HAMMER, 1992).

Para prever o comportamento do solo o pedólogo deve interpretar a possível história da evolução da paisagem onde este ocorre, estando então em condições de interpretar e decifrar muitas coisas que podem ser desde aquelas que parecem eminentemente óbvias até um determinado comportamento estranho e anômalo (DANIELS et al. 1971).

O pedólogo deve esforçar-se tanto para compreender as relações



entre o pedon e a paisagem, quanto o faz para classificar o solo. Poder fazer extrapolações precisas dos dados de pesquisa obtidos do solo no campo é tão importante quanto ter métodos e procedimentos precisos de laboratório (DANIELS & HAMMER, 1992).

Recentemente, na seção de comentários e cartas para o editor do periódico Soil Science Society of America Journal, três artigos formaram uma seqüência interessante abordando os caminhos da pedologia moderna. DANIELS (1988) em seu artigo "Pedologia: uma ciência de campo ou de laboratório?", demonstrou sua permanente preocupação, presente em quase todos seus artigos, de que os pedólogos deixam de aproveitar ao máximo os trabalhos de campo. Segundo o autor, lá deveriam obter a compreensão das relações solo-paisagem, fazendo uma amostragem representativa que permita extrapolação precisa dos dados ao invés de retirar um número elevado de amostras que vão para os laboratórios onerando as pesquisas. BICKI & TANDARICH (1989), em resposta a carta de Daniels, concordam com o autor e sugerem que pelo menos parte do problema por ele levantado se deve ao fato de os pedólogos atuais terem perdido o contato com as raízes da pedologia na geografia e na geologia do quaternário. Finalmente, JACOB & NORDT (1991), ratificam as ideias das duas cartas anteriores e afirmam que a busca pelo entendimento da evolução da paisagem e suas conseqüências na distribuição dos solos, fazendo com que os estudos sobre os processos pedogenéticos sejam feitos considerando o tempo e o espaço, constituem o caminho natural a ser seguido pela pedologia.

"Geomorfólogos, pedólogos, sedimentólogos e biogeógrafos têm que beber da mesma fonte quando quiserem ter uma noção integrada dos episódios que agitaram a morfogênese, a pedogênese e a paleoecologia de enormes áreas tropicais e subtropicais do país" (Ab'SABER, 1966).

## 2.2. Evolução do relevo no quaternário.

### 2.2.1. Modelos de evolução do relevo.

A compreensão da evolução da forma da paisagem tem sido abordada

de diversas maneiras, gerando diferentes hipóteses de como o relevo pode chegar a extensas superfícies de aplainamento, o que é considerado pela maioria dos autores como o estágio mais avançado da evolução ou de "senilidade" do relevo. Os trabalhos clássicos e de maior impacto sobre as diferentes escolas de geomorfologia baseiam-se na evolução da forma das vertentes por ação dominante da erosão. Destacam-se nesse particular os trabalhos de Davis, Penck, King (YOUNG, 1972), Hack citado por DANIELS & HAMMER (1992), e de Ruhe (RUHE et al. 1967).

Segundo YOUNG (1972), esses trabalhos obtiveram seus fundamentos na observação dos processos erosivos atuais, o que já era a base da famosa frase do escocês Hutton, que ao final do século dezoito dizia: "O presente é a chave do passado". Os modelos de Davis e Penck foram elaborados de forma semelhante pelos dois autores: ambos tiveram a oportunidade de fazer observações de várias paisagens do planeta e depois explicaram a origem das formas das vertentes por métodos dedutivos.

No modelo de Davis a paisagem sofreria decréscimo por erosão de altitude como um todo, partindo de um estágio inicial onde ocorre a emersão continental e incisão da paisagem pelos cursos d'água, formando taludes íngremes. O recuo das encostas seria promovido pela diminuição gradativa da declividade, independentemente de suas formas originais, desenvolvendo um perfil convexo no topo e côncavo na base. A medida que o ciclo evolui, a topografia é amenizada, promovendo gradativamente um aplainamento das vertentes de cima para baixo, até atingir o estado de senilidade que corresponderia a superfície de aplainamento ou peneplano, onde os cursos d'água seriam meandantes (KING, 1963; YOUNG, 1972; YOUNG & YOUNG, 1974) (Figura 1a). Davis considerou que a paisagem evolui ciclicamente e, de acordo com sua ideia de remoção contínua de material da superfície como um todo, não existiriam paisagens ou superfícies remanescentes de outros ciclos (DANIELS & HAMMER, 1992), e para tanto seria necessária uma grande estabilidade tectônica.

Já no modelo de Penck (KING, 1963; YOUNG, 1972), o estágio inicial também se inicia com encostas íngremes que passam a ter perfil côncavo por reposições sucessivas do processo erosivo a partir da base da

vertente, tendo por fim uma superfície de aplainamento formada de baixo para cima (Figura 1b). As ideias de Penck de como a paisagem pode evoluir dão uma indicação muito forte de que superfícies reliquiais podem permanecer na paisagem antes de serem consumidas por baixo (DANIELS & HAMMER, 1992).

Nos anos 50 e 60 Lester King produziu uma série de trabalhos que formaram uma visão eclética de outros modelos para a evolução de vertentes, e como base estabeleceu um modelo padrão de colina (KING, 1963), onde os diferentes segmentos de vertente sofrem erosão, porém os segmentos de maior declive (escarpa) mantêm o ângulo; o comprimento dos demais segmentos mantêm-se uniforme com exceção da concavidade do perfil que aumenta de tamanho gradativamente, dando lugar a um recuo paralelo das vertentes (Figura 1c e 1d) (YOUNG, 1972; YOUNG & YOUNG, 1974). No Brasil o autor (KING, 1956) empregou sua interpretação morfogenética, misturando os conceitos de Davis e Penck; o modelo de Davis está empregado quando raciocina em relação à peneplanação Sul Americana, que teria gerado a vasta "Superfície Sul Americana" e os conceitos de Penck aparecem na concepção da pediplanação, onde usa o conceito de evolução de vertente por recuo paralelo (ROSS, 1991).

John Hack em 1960, citado por BIGARELLA et al. (1965a) e por DANIELS & HAMMER(1992), desenvolveu a hipótese de que o relevo poderá em muitos casos evoluir num equilíbrio dinâmico, sendo que todos os elementos topográficos da paisagem mantêm a forma, sendo rebaixados pela ação da erosão em taxas equivalentes. A taxa de rebaixamento poderia variar consideravelmente dependendo da resistência do material subjacente. As formas e os processos estariam num equilíbrio estável e seriam independentes do tempo em paisagens onde as forças exógenas e endógenas se equivalessem em intensidade (Figura 1e).

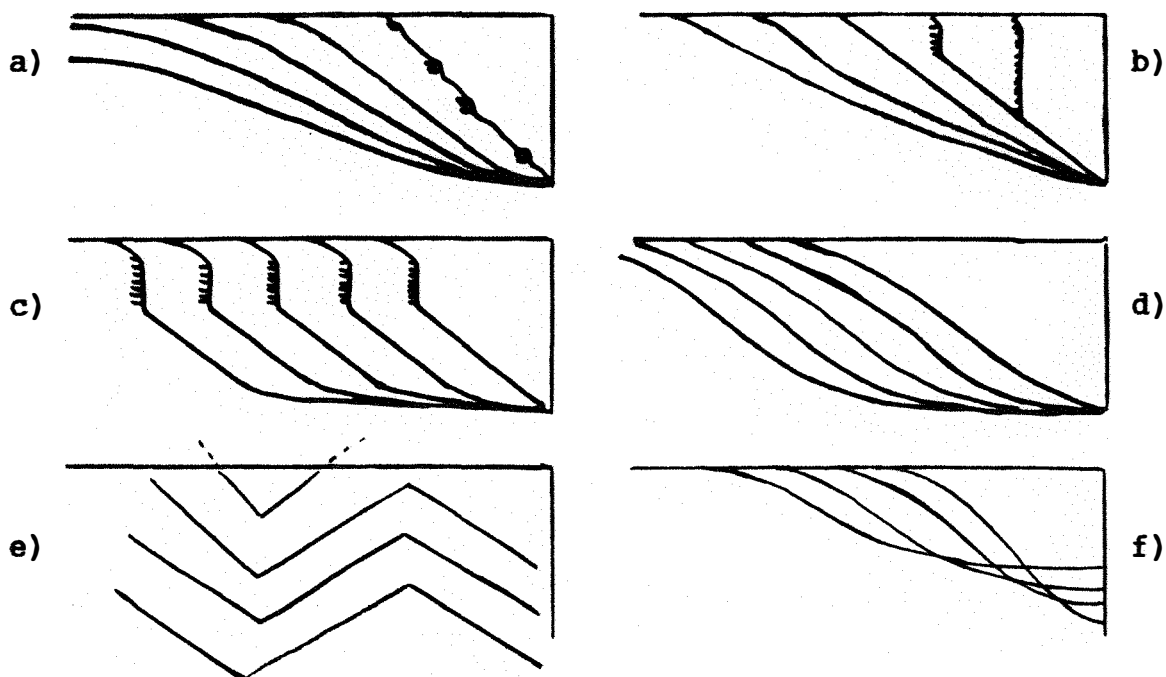


Figura 1. Esquema dos principais modelos de evolução do relevo: a) Davis: decréscimo progressivo do relevo. b) Penck: reposição sucessiva do processo erosivo. c e d) King: recuo paralelo de vertentes, sendo em c) com escarpa e d) sem escarpa. e) Hack: equilíbrio dinâmico da paisagem, sem alteração da forma do relevo. f) Ruhe: recuo de vertentes em fase gradacional com maior retirada de material nas partes mais altas. (Fonte: YOUNG, 1972; YOUNG & YOUNG, 1974; DANIELS & HAMMER, 1992).

O modelo de Ruhe (Figura 1f), desenvolvido a partir de intensos

trabalhos de campo na região sudoeste de Iowa (EUA) (RUHE et al. 1967), considera o recuo das vertentes porém não de forma paralela como proposto por King e Penck, mas com a parte superior da vertente recuando e perdendo mais material que na área próxima ao canal de drenagem. Da mesma forma que esses modelos, o modelo de Ruhe prevê a possível ocorrência de remanescentes de superfícies antigas. DANIELS & HAMMER (1992) indicam que o modelo de Ruhe foi testado em diferentes condições de geologia e clima por diferentes autores, mostrando bom resultados na interpretação das relações solo-paisagem (RUHE et al. 1967; DANIELS & GAMBLE 1967; DANIELS et al. 1970, 1971; GILE & HAWLEY, 1966; GILE, 1975a, 1975b).

DARLYMPLE et al. (1968) apresentaram um modelo onde a dinâmica da paisagem se baseia na intensidade dos processos pedogenéticos e das perdas por erosão que ocorrem em cada uma das nove unidades hipotéticas de vertente por eles apresentadas. Alguns livros textos analisam e discutem esse modelo, que foi desenvolvido para áreas temperadas e úmidas, mostrando de forma geral sua utilidade para os estudos de detalhe das relações solo-paisagem (CHRISTOFOLETTI, 1982; GERRARD, 1981 e 1992; DANIELS & HAMMER, 1992). No Brasil, exemplos de aplicações dos conceitos do modelo das nove unidades, ou melhor, segmentos de vertente foram os trabalhos de PERES FILHO et al. (1983) e VIDAL TORRADO (1989) e VIDAL TORRADO & LEPSCH (1993). O modelo de DARLYMPLE et al. (1968), representa um padrão ideal para ser aplicado na compartimentação de uma vertente. Assim uma vertente em estudo, apresentará uma associação de segmentos propostos no modelo, sendo que poderá haver tanto recorrência como ausência de um mesmo segmento ao longo do perfil (CHRISTOFOLETTI, 1982). DANIELS & HAMMER (1992), embora concordem com a utilidade do modelo para compreender os processos da dinâmica da vertente, ressaltam que este não leva em consideração a idade relativa das diferentes partes da paisagem, o que julgam ser de fundamental importância para o entendimento da distribuição e comportamento do solo dentro desta.

Na opinião de DANIELS & HAMMER (1992), os modelos mais úteis para explicar a distribuição dos solos na paisagem são os de Ruhe, Hack e Darlymple ou uma combinação qualquer entre eles. Ray Daniels chega a

afirmar que o ideal é trabalhar com o modelo de Ruhe, adaptando algumas ideias de Hack e Darlymple, mas chama a atenção ao fato de ter trabalhado muitas vezes com Ruhe e que portanto, sua opinião pode ser tendenciosa.

BIGARELLA et al. (1965a), discutem os modelos de Davis, King, Hack e outros e concluem que os resultados de suas pesquisas feitas principalmente na região sudeste do Brasil, se adaptam melhor a um esquema onde as alternâncias climáticas ocorridas no quaternário, deixaram evidências, por exemplo os depósitos correlativos dos pedimentos desenvolvidos nas fases semiáridas. Propõem basicamente o recuo das vertentes por forte erosão formando pedimentos e seus depósitos correlativos nos períodos de semiaridez, correspondentes aos glaciais quaternários, e entalhamento dos vales e intemperismo das rochas nos períodos úmidos dos interglaciais. Este mesmo modelo foi adotado posteriormente por PENTEADO (1968) para a região geomorfológica centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista, área próxima do local onde foi realizado o presente trabalho, por LEPSCH et al. (1977a) no Planalto arenítico Ocidental Paulista, por CARMO et al. (1984) na região do Alto Paranaíba (MG) e por VIDAL-TORRADO & LEPSCH (1993) no embasamento cristalino em Mococa (SP), dentre outros trabalhos.

PENTEADO (1974) em seu livro texto, expõe as idéias de Holmes que em 1955 fez uma síntese sobre a evolução das vertentes em condições úmidas e semiáridas (Figura 2). Em clima úmido as vertentes mostram perfis convexos ao lado dos vales. A medida que o rio atinge o equilíbrio, para de escavar verticalmente (Figura 2-1) e começa a alargar o vale (Figura 2-2). Os processos areolares predominam. A vertente recua e sua base vai se tornando côncava, suavizando os declives e, juntamente com o estabelecimento da cobertura vegetal mais densa, permitem que o intemperismo e a pedogênese sobrepujem a erosão e o transporte. Numa mudança para clima semiárido, a vegetação regride e com o início das chuvas torrenciais e em períodos de curta duração, ocorreria um predomínio dos processos erosivos onde o transporte por movimentos de massa seria muito efetivo (BIGARELLA et al., 1965a), promovendo um recuo das vertentes de forma acelerada e suavizando os declives provocando o surgimento de

pedimentos com espessos depósitos superficiais (Figura 2-3). Com a passagem para clima úmido, os processos de reentalhamento do vale são retomados (Figura 2-4).

Outra abordagem é dada por outros autores que defendem a maior influência das perdas de matéria em profundidade por intemperismo na evolução das formas do relevo. Assim, superfícies antigas se desenvolver-se-iam mais por ação da erosão geoquímica, definida por TARDY (1990) como o processo que precede a erosão mecânica, do que por um domínio de processos físicos de erosão, tendo como exemplos os trabalhos de Mabbut, de Budel e de Thomas citados por NOVAES PINTO (1988) no que se refere à formação de superfícies de aplainamento. Uma síntese do enfoque da ação geoquímica na evolução das formas da superfície terrestre é apresentada por MILLOT (1982), pesquisador francês que coordenou uma série de trabalhos pluridisciplinares sob o tema "geoquímica de superfície e formas do relevo" (MILLOT, 1977; BOCQUIER et al., 1977; BOULET et al., 1977; CHAUVEL et al. 1977; NAHON & MILLOT, 1977).

Recentemente alguns trabalhos feitos no Brasil por pedólogos e geomorfólogos, consideram a hipótese de evolução do relevo por domínio do processo de erosão geoquímica. Exemplos são os trabalhos de PELLERIN & QUEIROZ NETO (1992) e de FILIZOLA & BOULET (1993a e b) ambos desenvolvidos em áreas de arenitos, que sugerem uma importante contribuição na evolução do relevo atual por embaciamento progressivo das encostas por ação geoquímica acompanhando zonas de fraqueza da rocha, com deformação progressiva da topografia. No trabalho de Marília (SP), PELLERIN & QUEIROZ NETO (1992), sugerem ainda a complementação da evolução do modelado por ação da erosão hídrica.

ROSS (1991), em seu trabalho de síntese bibliográfica a respeito dos problemas geomorfológicos no Brasil, enfatiza o desafio atual dos estudiosos das Ciências da Terra (geomorfólogos, pedólogos e geólogos), que seria o de responder à grande pergunta que está em aberto: "o que seria mais significativo no nível da esculturação das formas do relevo do

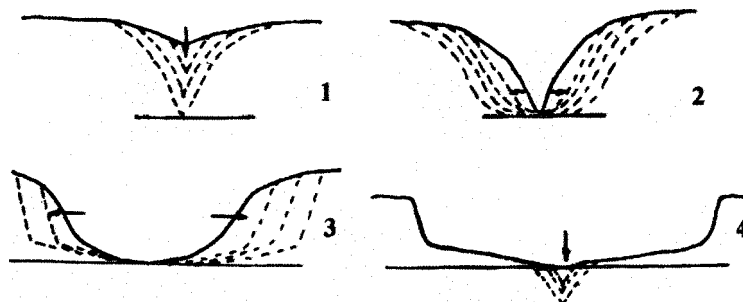


Figura 2. Evolução do relevo ao longo do tempo com alternância de climas: 1 e 2, úmido; 3 semiárido; 4 retomada do clima úmido.

mundo tropical, a erosão química ou a erosão física, promovidas pela água?".

Também nos últimos anos, o papel da tectônica tem sido considerado como importante fator de controle da evolução do relevo. HASUI (1990), expõe suas ideias de como a "tectônica ressurgente", pode ter afetado certos compartimentos e formas do relevo brasileiro. O autor dá ênfase à possibilidade da reativação de falhas no ambiente tropical úmido. Realça a possibilidade de movimentos de massas rochosas através das zonas de falhamento pretérito, que são vias preferenciais de intemperismo e por onde pode haver condução de fluidos, fato este que favorece esses movimentos. O autor se refere aos estudos de neotectônica no Brasil, como incipientes, embora sua relação com a morfogênese seja uma das linhas das pesquisas em andamento.

Conforme ressaltam DANIELS & HAMMER (1992): "Nos suspeitamos que paisagens dentro de um determinado ambiente foram desenvolvidas por vários processos. Também, que a expressão morfológica desses processos pode



variar consideravelmente. Precisamos, portanto, ter uma ideia de como a paisagem evolue, mas é um engano abraçar um único modelo. Em outras palavras, "precisamos sempre testar nossas ideias e estar prontos a mudá-las quando novos dados nos garantem novas ideias"

## 2.2.2. Evolução do relevo na Depressão Periférica Paulista.

### 2.2.2.1. Características gerais da Depressão Periférica Paulista

A Depressão Periférica Paulista foi identificada pela primeira vez em 1927 por Denis, citado por PENTEADO (1976) e por Ab'SABER (1969b), como faixa erosiva deprimida entre as escarpas avançadas das cuestas arenítico-basálticas e o Planalto Cristalino Atlântico. Embora haja alguma controvérsia na literatura quanto à origem desta depressão, regra geral admite-se que tenha sido formada como resultado de erosão diferencial, entre as rochas sedimentares e as rochas cristalinas e os basaltos, causada pela drenagem consequente e seus tributários subsequentes (PENTEADO, 1968; Ab'SABER, 1969b; MELO & PONÇANO, 1983), num período de tempo compreendido entre a deposição da formação Itaqueri, correlativa da superfície do Japi (eocênica) e a deposição da formação Rio Claro (início do pleistoceno) (MELO & PONÇANO, 1983), num intervalo de aproximadamente 40 milhões de anos.

É uma faixa de cerca de 450 quilômetros de comprimento de norte a sul e de aproximadamente 100 quilômetros de largura média em forma de arco cuja concavidade está voltada para o noroeste (PENTEADO, 1968). Corresponde à faixa de ocorrência das seqüências sedimentares infrabasálticas paleozóicas do Estado de São Paulo (Grupos Paraná, Tubarão, Passa Dois e parte inferior do São Bento), incluindo ainda corpos intrusivos de diabásio e pequenas áreas de rochas pré-cambrianas (MELO & PONÇANO, 1983; IPT, 1981). As camadas paleozóicas mergulham numa direção geral noroeste com inclinações variáveis, maiores nas camadas basais do Grupo Tubarão, cerca de 15 a 20 m/Km e menores nas camadas do Grupo Passa Dois, 7 a 4 m/km das inferiores para as superiores (PENTEADO, 1968).

Devido à estrutura homoclinal do pavimento geológico e a litologia de variada resistência aos processos erosivos, as camadas mais resistentes salientam-se na topografia, constituindo relevo de vertentes dissimétricas e desníveis variados (PENTEADO, 1968).

#### 2.2.2.2. Evolução do relevo.

A geomorfologia da Depressão Periférica Paulista como um todo ou parte dela, com seus diversos níveis de aplainamento e outras feições morfológicas de expressão regional, tem sido objeto de estudo de muitos autores (CHRISTOFOLETTI & PENTEADO, 1970; QUEIROZ NETO & MODENESI, 1973; MODENESI, M.C. 1974; DIAS-FERREIRA et al. 1975; QUEIROZ NETO & JOURNAUX, 1978). Todos trabalhos relevantes ao nosso objetivo, tendo também destaque as obras de De MARTONNE (1943) e de PENTEADO (1976), pela influência que o primeiro exerceu nos trabalhos que o sucederam e pela especificidade do segundo para a área de estudo de nosso trabalho. Serão feitas ainda correlações desses trabalhos com os de KING (1956) e BIGARELLA et al. (1965b), que abordam questões do relevo do Brasil Sudeste.

O mais notável e antigo nível de aplainamento da Depressão Periférica está representado pela superfície que nivela os topos das colinas sedimentares no nível de 690-720 metros (MELO & PONÇANO, 1983), e que foi chamado por De MARTONNE (1943) de superfície Neogênica, que se correlaciona com o ciclo "Velhas" de Lester King (ROSS, 1991), correspondendo ao pediplano Pd2 de BIGARELLA et al. (1965b) e à superfície de Urucaia de PENTEADO (1976). A mesma autora define ainda dois níveis de superfícies de erosão superiores a superfície de Urucaia: Superfície Intermediária ao redor de 850m e superfície de Cimeira, nivelada ao redor de 1000m e que corresponde à superfície de Cristas Médias de De MARTONNE(1943), ao pediplano Pd3 de BIGARELLA et al. (1965b) e a superfície Sul Americana de King de idade paleogênica (ROSS, 1991).

Segundo BIGARELLA et al. (1965b) as superfícies formadas antes do plioceno (Pd3 e Pd2), teriam sido mais ou menos deformadas por ação da tectônica terciária e pela dissecação cenozóica, havendo, no entanto,

grandes áreas remanescentes desses pediplanos. A partir do Plioceno toda a área continental, onde se encontra hoje o Estado de São Paulo, ficou unicamente sob efeito de epirogênese positiva, não havendo inteira concordância da literatura sobre a caracterização de falhamentos quaternários, cuja atividade pode-se, entretanto, admitir como reduzida e atualmente documentada por uma baixa sismicidade natural (MELO & PONÇANO, 1983).

O subnívelamento geral dos interflúvios da Depressão Periférica entre 600 e 700m, apesar da variada litologia e dos mergulhos regionais, permite concluir que toda a região esteve sujeita em determinada época geológica, a processos de aplainamento generalizado que arrasaram grande parte do seu relevo, constituindo verdadeira superfície de erosão, identificada entre as bacias do Tietê e do Piracicaba como superfície de erosão do Médio Tietê por Almeida em 1964 e como "superfícies interplanálticas desdobradas e marcadamente poligênicas" por Ab'Saber em 1965 (PENTEADO, 1968). Na região centro-ocidental da Depressão Periférica, os remanescentes deste pediplano e/ou conjunto de superfícies pedimentadas, está nivelado na cota dos 600-630m e constitui a superfície Neogênica II ou Superfície Rio Claro de PENTEADO (1976), e que corresponde ao ciclo Paraguaçu de King (ROSS, 1991). Em seu trabalho de cronologia relativa dos eventos cenozóicos no Estado de São Paulo, MELO & PONÇANO (1983) atribuem idade pleistocênica à superfície Rio Claro, sendo a elaboração dos depósitos e da superfície correlacionadas com a fase de morfogênese mecânica associada ao período glacial Danube, de 1,4 a 1,6 milhões de anos a.p. (VAN EYSINGA, 1975).

No modelo de BIGARELA et al. (1965b), a superfície Rio Claro corresponderia ao pediplano Pd1 ou pedimento P3, e a formação Rio Claro (BJONBERG & LANDIM, 1966) seria seu depósito correlativo. Quanto à forma de deposição dos sedimentos desta formação, MELO & PONÇANO (1983) apontam para a controversia quanto ao seu ambiente deposicional se fluvial ou na forma de movimentos de massa em período semi-árido por ocasião da pedimentação. Os autores avaliam a hipótese de PENTEADO (1976) de que tais sedimentos foram depositados em uma intensa fase de morfogênese

mecânica, mas a cumulação ter-se-ia dado graças a barramentos tectônicos, como é o caso da estrutura do Pitanga-Paraíso para a bacia de Rio Claro. Correlativo ao Pd1 é também o conjunto de sedimentos da Formação Pariquera-Açu e sua provável gênese é descrita por BIGARELLA & MOUSINHO (1965b): "Na época em que iniciou-se a pediplanação do Pd1, a paisagem encontrava-se muito dissecada, resultado da época úmida anterior. Com a mudança climática para o semi-árido o regolito foi removido desordenadamente para as depressões do terreno, por processos de movimento de massa e corridas de lama, originando um entupimento da calha de drenagem. A continuação dos processos de agradação contribuiu para um levantamento do nível de base local, o qual passou a controlar os processos de morfogênese mecânica, responsáveis pela elaboração do pediplano Pd1 e pelo preenchimento da parte dissecada do vale, por um pacote detrítico, até o nível de aplainamento do Pd1".

Embora tenha sido muito utilizado por diferentes pesquisadores no Brasil, ROSS (1991) critica o modelo de BIGARELLA et al. (1965b) expondo a dificuldade que se tem ao tentar encontrar os depósitos correlativos de uma superfície de aplainamento denominada de Pd1, Pd2 ou Pd3. O autor cita que a aplicação do modelo em pesquisas tem levado a análises conjecturais e levanta a questão da dificuldade de datação absoluta dos depósitos correlativos, colocando a interpretação dos resultados de tais pesquisas no condicional.

Além dos níveis generalizados de aplainamento (Pd3, Pd2 e Pd1), PENTEADO (1976) ressalta como feições importantes do relevo regional da Depressão Periférica os níveis intermediários entre o topo aplainado das colinas (normalmente correspondendo ao Pd1) e o assoalho mais ou menos plano das várzeas. Tais níveis correspondem, em geral, a patamares desdobrados em número variável de 2 a 4, frequentemente recobertos por cascalheiras indicando, segundo a autora, fases sucessivas de aplainamento lateral e entalhe, oriundas de alternância climáticas e lento tectonismo positivo, ocorridos entre o Pleistoceno e o Holoceno (BIGARELLA et al. 1965b; MELO & PONÇANO, 1983).

Segundo BIGARELLA & MOUSINHO (1965a), após a elaboração do

pediplano Pd1, seguiu-se uma alternância sequencial de fases úmidas e semiáridas. Dois níveis intermediários de pedimentação foram identificados pelos autores e denominados de P2 e P1, e que correspondem aos níveis de patamares desdobrados de PENTEADO (1976), que MELO & PONÇANO (1983) os atribuem aos períodos de semiaridez dos glaciais Günz e Mindel, ou Illinoian e Kansan segundo BIGARELLA & MOUSINHO (1965a), respectivamente. As passagens para o clima semiárido fizeram com que os vales entalhados durante as fases úmidas fossem entulhados num processo de agradação e elevação do nível de base, dando origem aos depósitos de terraços por sedimentação de sucessivos lençóis de cascalho e sedimentos mais finos. As fases úmidas teriam, então, sido responsáveis pela dissecação e remoção de boa parte do material pedimentar e dos depósitos de terraços correspondente às fases semiáridas Tpd1, Tp2 e Tp1, contemporâneos do Pd1, P2 e P1 respectivamente (Figura 3).

A gênese de parte do que é considerado como "patamares intermediários" poderia ter origem distinta do que a indicada como níveis de pedimentação em fases diferentes de semiaridez. Patamares estruturais podem ter sua interpretação genética distorcida para tal conceito. LEPSCH (1977) descreve no Planalto Ocidental patamares em níveis distintos porém associados à mesma superfície geomórfica, atribuindo-lhes o conceito de patamares estruturais, onde ocorrem superfícies planas ou quase planas em estruturas sedimentares com litologias tenras alternadas com estruturas mais rígidas (ROSS, 1991).

Além de PENTEADO (1976), outros autores têm descrito níveis de baixos terraços com cascalhos, que correspondem aos níveis Tc1 e Tc2 de BIGARELLA & MOUSINHO (1965b) (Figura 3), na Depressão Periférica Paulista (CHRISTOFOLETTI & PENTEADO, 1970; DIAS-FERREIRA et al. 1975; QUEIROZ NETO & JORNAUX, 1978). Esses terraços teriam sido formados durante as duas últimas fases glaciais de menor duração e/ou intensidade no Quaternário correspondendo aos glaciais Würm e Riss, respectivamente para Tc2 e Tc1 (MELO & PONÇANO, 1983) ou durante o Wisconsin segundo BIGARELLA & MOUSINHO (1965a e b). "Os terraços foram frequentemente obliterados por coluvionamento intensivo e posteriormente extensivo, o qual mascarou a

morfologia original dos níveis de terraços, podendo ser apenas identificados hoje pela sua estrutura interna" (BIGARELLA & MOUSINHO, 1965b). Na região de Rio Claro os cascalheiros dos níveis de terraços Tc2 estão a 4-6m acima dos níveis das várzeas atuais e se acham embutidos nas encostas; já os cascalheiros do Tc1 estão a partir dos leitos dos rios atuais até 3 a 4m acima (PENTEADO, 1968).

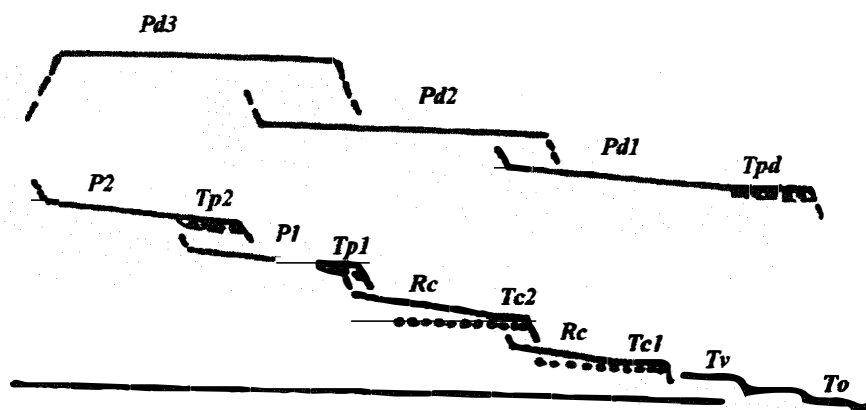


Figura 3. Pediplanos, pedimentos, rampas de colúvios, cascalheiras e níveis de terraços que ocorrem na paisagem do Brasil sudeste (BIGARELLA & MOUSINHO, 1965b).

Concordando com os modelos de BIGARELLA e MOUSINHO (1965b) e de PENTEADO (1968), DIJKERMAN & MIEDEMA (1988), em trabalho feito no oeste da África, se apoiam nos trabalhos de palinologia e datações a partir de C14 de Thomas & Thorp de 1980 e 1985. Estes autores atribuem a formação dos altos níveis de terraços fluviais às mudanças climáticas relacionadas

às glaciações ocorridas de 40.000 a 75.000 anos atrás, durante períodos de longa semiaridez, ocasião em que a área esteve com pouca cobertura vegetal e a superfície fora exposta a intensos processos de erosão em lençol e movimentos de massa. Os níveis intermediários de terraços seriam correlativos à fase semiárida datada de 20.000 anos atrás, e finalmente os níveis de terraços mais baixos seriam holocênicos e podem ser contemporâneos das atuais planícies de inundação em Serra Leoa.

Como última feição resultante da evolução do relevo pré-atual, o modelo de BIGARELLA & MOUSINHO (1965b), inclui as "rampas de colúvio" (Rc) que teriam sido formadas durante as últimas fases de clima úmido (Figura 3), que também foram descritas por PENTEADO (1976) em sua área de estudo. Segundo os autores, as rampas de colúvio teriam sido formadas por processos de solifluxão e de escoamento superficial, sendo o material coluvial de natureza diversa, dependendo da constituição da área fonte. Os colúvios caracterizam-se pela ausência de estratificação e baixo coeficiente de seleção, podendo conter seixos esparsos. MEIS (1978), confirma em seu estudo sobre os terraços e rampas no Vale do Rio Doce, que a alternância climática do quaternário superior teria sido responsável por aquelas formas através dos ciclos de colúvio-aluvionamento e entalhe da paisagem do Brasil Sudeste.

Considerados como feições atuais do relevo por MELO & PONÇANO (1983), os aluviões em várzeas atuais teriam maior expressão, na Depressão Periférica, nas proximidades de soleiras regionais ou locais como são os sills de diabásio que ocorrem nas proximidades de Piracicaba (IPT, 1981).

Todas essas feições geomórficas teriam sido entalhadas por uma fase sub-atual mais úmida que a atual, que escavou também o assoalho das várzeas. Assim, não tendo havido ação de geleiras na região em questão, durante o quaternário, as formas levemente convexas e a cobertura vegetal natural, hoje quase inteiramente modificada, estariam sob influência do clima atual quente e úmido, que pela pouca expressão que esta fase teve na escala de tempo geológico, ainda não foi capaz de disfarçar e/ou destruir todas as paleoformas (PENTEADO, 1968).

A realização de estudos geomorfológicos ou pedo-geomorfológicos

adotando modelos que levam em consideração a alternância de climas úmidos e secos durante o quaternário no Brasil Sudeste teve seu apogeu nos anos 60-70. Destacaram-se os trabalhos de Bigarella e sua equipe no Paraná, de Ab'Saber e Queiroz Neto na USP, e de Penteado e Christofolletti em Rio Claro (SP). A partir da década de 80 até os dias atuais pouco tem sido acrescentado a esses trabalhos, talvez em função das muitas dúvidas e incertezas que o modelo apresenta e da difícil datação absoluta dos eventos quaternários.

A interpretação da evolução da paisagem durante o quaternário tem sido muito controversa, principalmente no que se refere ao efeito das alternâncias climáticas durante esse período nas feições atuais da paisagem tropical. ROSS (1991), afirma que a intensa pedogênese do ambiente tropical úmido tende a eliminar os testemunhos da alternância morfogênica provocada pela ação de climas semiáridos ou úmidos, reduzindo as chances de uma boa interpretação dos paleoambientes e da gênese da paisagem. Contudo, diversos autores estudaram o sudeste brasileiro e interpretaram a paisagem como resultado dessa alternância climática global durante o quaternário, sendo que para cada fase glacial correspondeu um clima semiárido no ambiente tropical. Os efeitos desta alternância climática, pressupondo-se que algumas das formas decorrentes permanecessem na paisagem como cicatrizes, tornaram mais complexo o entendimento das relações solo-paisagem, em comparação com as regiões de média a altas latitudes devastadas pela ação arrasadora das geleiras. Topos planos elevados, terraços, colúvios, linhas de pedras e paleossolos tem sido os indicadores usados para estabelecer relações entre as glaciações e interglaciações e a evolução do relevo na América tropical (Ab'SABER, 1966; BIGARELLA et al., 1965b; BIGARELLA & MOUSINHO 1965a e b; PENTEADO, 1968; De BOER, 1972; DIAS-FERREIRA et al. 1975; DEMATTE & HOLLOWAYCHUCK, 1977; LEPSCH et al. 1977a; TYLER et al. 1978; QUEIROZ NETO & JORNAUX, 1978; MEIS, 1978; MELO & PONÇANO, 1983; CARMO et al. 1984; VIDAL TORRADO & LEPSCH, 1993).

Mais recentemente datações com C14, termoluminescência e estudos palinológicos têm reforçado a idéia destas alternâncias climáticas,



porém com enfoque para o holoceno e final de pleistoceno, e seus efeitos na paisagem no Brasil Sudeste (TURCO et al. 1987; LICHTER, 1990 e 1991; ABSY et al. 1991).

### 2.3. Conceitos de superfícies geomórficas e aplicações nos estudos solo-paisagem.

No estudo das relações solo-paisagem, diversos autores conseguiram relacionar os solos com a geomorfologia, mapeando inicialmente superfícies geomórficas, datando-as relativa ou absolutamente, e correlacionando-as depois com o desenvolvimento dos solos. RUHE (1956), estabeleceu uma seqüência de superfícies com idades relativas diferentes e pôde concluir que o grau de intemperismo e o desenvolvimento dos perfis dos solos estava de acordo com suas suposições previamente estabelecidas no mapeamento das superfícies; o intemperismo e o desenvolvimento pedogenético aumentou da superfície mais jovem para a mais antiga. DANIELS et al. (1970) conseguiram estabelecer relações entre a idade das superfícies e o desenvolvimento de plintita, espessura do solo e conteúdo de gibbsita. TYLER et al. (1978) encontraram correlação entre os valores de pH, saturação por bases e conteúdo de minerais primários com as diferentes idades das superfícies geomórficas na Amazônia peruana.

Importante exemplo de como o estabelecimento das relações solo-paisagem pode ajudar o pedólogo em seu trabalho de cartografia de solos. LEPSCH et al. (1977a) separaram cinco superfícies geomórficas no planalto arenítico de Echaporã (SP). A maior parte, mas não todas, das sete unidades de mapeamento de solos correlacionaram-se com uma das cinco superfícies geomórficas mapeadas previamente, não coincidindo exatamente os limites de solos com os limites das superfícies. Ao compararem a variabilidades de atributos físicos e químicos do solo, verificaram que estes tem menor coeficiente de variação entre unidades de solos do que entre superfícies geomórficas. Também puderam concluir que atributos que representam o grau de intemperismo dos solos estavam correlacionados com a idade relativa das superfícies. Entretanto observaram também que as

taxas de argiluviação, saturação por bases e conteúdo de carbono do solo não mostraram ser tempo-dependentes.

Além do trabalho de LEPSCH et al. (1977a) diversos trabalhos feitos no Brasil, são exemplos onde a identificação das diferentes superfícies geomórficas e posterior correlação com os solos, facilitou e/ou permitiu o entendimento da pedogênese local.

DEMATTE & HOLOWAYCHUCK (1977), em estudo na borda da Depressão Periférica Paulista em São Pedro, separaram seis superfícies geomórficas, estabelecendo relações entre a pedogênese a idade de cada superfície e a natureza do material de origem, quais foram depósitos aluviais de terraços, colúvios e alteração das rochas arenosas da Formação Pirambóia.

RODRIGUES & KLAMT (1978), estudando a relação solo-paisagem no Distrito Federal, estabelecem uma compartimentação do relevo onde o teor de gibbsita dos solos diminuiu das superfícies mais antigas para as mais recentes.

CARMO et al. (1984), em estudo na região do Alto Parnaíba (MG), estabeleceram uma seqüência de superfícies geomórficas, relacionadas a diferentes eventos morfoclimáticos do passado, baseado no modelo de BIGARELA et al. (1965a), e correlacionaram a ocorrência dos solos mais desenvolvidos (Latossolos Una e Roxo) com as superfícies mais antigas e os de menor desenvolvimento com as superfícies mais recentes e situadas em posição topográfica inferior.

LÔBO (1984), usando os mesmos critérios de DANIELS et al. (1971), separou seis superfícies geomórficas na zona limítrofe com a área urbana de Piracicaba (SP). A datação relativa das superfícies correlacionou-se com o grau de intemperismo dos solos, ocorrendo os solos mais intemperizados (solos caulíníticos e com B latossólico) associados as duas superfícies mais antigas que ocupam os topos mais altos e planos da paisagem local, e os solos menos intemperizados (solos com argilas expansivas-brunizens) às superfícies mais recentes. Solos com B textural e caulíníticos ocupam as superfícies intermediárias.

VIDAL-TORRADO & LEPSCH (1993) em região de ocorrência de rochas migmatíticas em Mococa (SP), interpretaram a pedogênese de uma

topossequência com B latossólico transicionando encosta abaixo para B textural como sendo resultado da evolução geomórfica da paisagem, estando a gênese do B latossólico relacionada a uma superfície de topo aplainado, mais antiga e formada sobre pedissedimento em condição de semiaridez, e os solos com B textural estariam relacionados à superfície originada pela posterior dissecação do vale em fase úmida.

Definir o conceito de superfície geomórfica é importante para se ter uma interpretação uniforme do que se conclui nos trabalhos solo-paisagem. Exemplo do que se quer salientar é o trabalho de CURI et al. (1990), onde os autores concluem que "nas duas superfícies mais velhas (Gondwana e Pós-Gondwana) e na superfície mais nova (Paraguaçu), distribuem-se os solos mais jovens e, numa mesma superfície, tem-se solos de diferentes idades, evidenciando o pouco poder preditivo dessas superfícies em termos pedológicos, servindo apenas como moldura didática". A maioria dos trabalhos aqui relatados consideram o conceito de superfície geomórfica de RUHE (1969), com as ideias complementares de DANIELS et al. (1971): "Uma superfície geomórfica é uma porção de superfície de terra que é especificamente definida no espaço e no tempo" (RUHE, 1969) e que "tem limites geográficos definidos e é formada por um ou mais agentes num determinado período de tempo" (DANIELS et al. 1971). LEPSCH (1977), acrescenta ainda que, nesse conceito, "as superfícies constituem segmentos da paisagem contemporânea, isto é, superfícies do terreno atual e sobre qualquer substrato geológico ou solo, e não superfícies pretéritas, recobertas por seus depósitos correlativos" ou descobertas e degradadas (superfícies reliquiaais), como é o caso das superfícies Gondwana e Pós-Gondwana a que CURI et al. (1990) se referem.

Em trabalho de revisão bibliográfica a respeito do tema "Pedologia e Geomorfologia", HALL (1983), apresenta os princípios básicos para a utilização da metodologia empregada por DANIELS et al. (1971) e que fazem uso das ideias que Ruhe reuniu em seus trabalhos. Destacam-se entre esses princípios: a) uma superfície é mais jovem do que qualquer superfície ou material que corta; b) é mais velha ou contemporânea aos depósitos de vale em posição topográfica inferior; c) é mais jovem do que

superfícies adjacentes situadas em posição superior e portanto mais velha do que superfícies adjacentes situadas em posição inferior; d) é mais velha ou contemporânea aos depósitos sobre ela; e) é mais jovem do que qualquer estrutura que ela corte em bisel. A esses critérios, DANIELS et al. (1971) adicionam os princípios estratigráficos da lei da superposição, que impõe que camadas mais jovens se sobrepoem a camadas mais antigas desde que não tenha havido movimentação tectônica ou atectônica desses sedimentos. Ainda segundo esses autores, segmentos da vertente que transicionam entre si de forma suave, contínua e gradativa, são considerados elementos de uma mesma superfície (Figura 4).

Na figura 4, o depósito 4 está assentado sobre uma superfície que corta em bisel os depósitos 2 e 3 e que corta a superfície A. Sendo assim o depósito 4 é mais jovem que o depósito 3 e que a superfície A. A superfície B corta a superfície A, sendo desta forma mais jovem que a última. A superfície C é mais recente que a superfície B porque está em um nível topográfico inferior. A superfície D é mais jovem que do que B e C pois corta ambas. O Depósito 6 é mais jovem do que os depósitos 1 e 2 pois corta em bisel estes depósitos, (DANIELS et al. 1971; HALL, 1983).

Do modelo exposto no parágrafo anterior e ilustrado na figura 4, a única dúvida que pode permanecer é a afirmação de que a superfície C e o depósito 5 não sejam equivalentes à superfície B e depósito 4 respectivamente, uma vez que o critério empregado para diferenciar a idade relativa foi o nível topográfico mais baixo ocupado pela superfície C em relação à B.

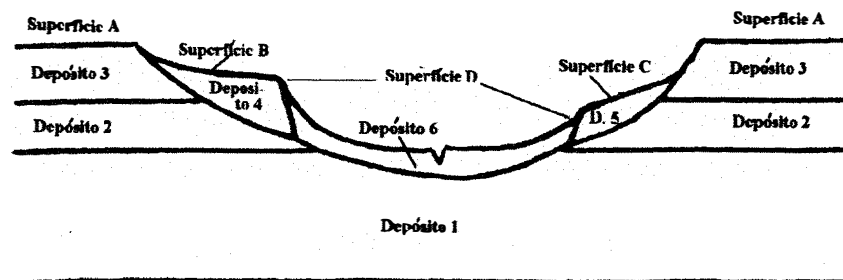


Figura 4. Relações entre superfícies e depósitos de acordo com os critérios de DANIELS et al. (1971).

#### 2.4. Questões pedogenéticas da paisagem tropical.

Elucidar algumas importantes questões pedogenéticas são frequentemente o principal objetivo de muitos trabalhos feitos na região tropical e, em particular, no Brasil. Neste contexto se enquadram: a) os estudos sobre a gênese dos latossolos e de seus horizontes de subsuperfície com pequenos agregados arredondados e milimétricos com esfericidade variável, chamados também por "microagregados"; b) a gênese dos horizontes B texturais e do gradiente textural; c) a dinâmica da transição entre solos com B latossólico para B textural; d) a pedogênese em depósitos aluviais e) a origem e o significado pedogenético das linhas de pedras ou "stone-lines". Tais questões fazem parte da maioria das paisagens do ambiente tropical úmido do Brasil sudeste e estão incluídas na área de estudo em questão.

#### 2.4.1. Gênese dos latossolos.

A maioria dos latossolos brasileiros enquadram-se na ordem Oxisol da taxonomia norteamericana de solos (E.U.A., 1975). São considerados os solos dos mais intemperizados e ocorrem principalmente em regiões tropicais úmidas. A ocorrência desses solos em regimes hídricos semiáridos ou fora da região tropical é atribuída geralmente à paleoclimas mais úmidos e/ou quentes, estando os oxisols sob superfícies estáveis remanescentes desses períodos (ALLEN & FANNING, 1983).

Morfologicamente muitos latossolos são peculiares por apresentarem horizonte B onde a maior parte do plasma está contido em microagregados. A gênese desses microagregados tem sido um dos principais enigmas aos estudiosos dos oxissolos e, regra geral admite-se que sua origem pode ser diversa (STOOPS, 1983). Em trabalho de revisão sobre a micromorfologia de oxissolos STOOPS & BUOL (1985), indicam as possíveis origens dos microagregados, baseados nos trabalhos de MULLER (1977 e 1981), que, estudando um solo ferralítico vermelho na República dos Camarões, distinguiu cinco tipos de microagregados com pedogênese distinta: estruturais (ou de trama), zoogenéticos, complexos, reliquiais e os de origem geoquímica (ferríticos).

Os microagregados estruturais seriam formados a partir de material argiloso denso por um processo chamado de microestruturação. O primeiro passo seria o do estabelecimento de linhas birrefringentes, que podem ser detectados em exame micromorfológico de lâminas delgadas, formando uma rede (ou trama) englobando áreas de aproximadamente 50 a 200  $\mu\text{m}$  de diâmetro. Um reticulado de zonas com maior birrefringência aparece. Subsequentemente, aumenta a birrefringência do reticulado e suas linhas passam a ser levemente descoloridas, comparadas com os pequenos microagregados que começam a se formar no interior dos reticulados. Como os microagregados evoluem para uma forma arredondada, as zonas de birrefringência evoluem do reticulado para a forma circular acompanhando as bordas dos pequenos agregados que se formam. Microfissuras são formadas nas zonas descoloridas e os microagregados se individualizam. No estágio

final, os agregados vão adquirindo arredondamento crescente e as fissuras interpedais evoluem para poros de empacotamento.

STOOPS & BUOL (1985) citam também os trabalhos de Chauvel ao descrever os microagregados de origem geoquímica. Estes seriam formados aparentemente por uma distribuição específica de óxidos de Fe. Numa massa argilosa anisotrópica, constituída de caulinita e óxidos de Fe, pequenos nódulos (ao redor de 100µm) com cor mais escura e avermelhada são formados. O plasma intersticial é levemente desferrificado, portanto mais móvel e tende a desaparecer. Como resultado, os micronódulos passam a ser discretos e uma estrutura micronodular é formada.

A origem de microagregados através da ação biológica tem sido apontada em diversos estudos e recentemente MIKLÓS (1992 e 1993), estudando uma seqüência de latossolos em Botucatu (SP), apontou para a origem biológica da maioria dos microagregados. O autor cita as formigas e os cupins como os principais responsáveis pela formação dos microagregados e apresenta como evidências que testemunham essa origem os seguintes aspectos: a aptidão dos animais em fabricar microagregados ovais (in vivo ou in vitro); a forma oval dos microagregados dos latossolos; a sua grande variedade em tamanho e cor; a presença de micropartículas de carvão; o esqueleto interno triado, composto por grãos de quartzo inferiores a 100µm; a presença de orientações plásmicas periféricas e a identidade que existe entre os microagregados que se encontram nos latossolos e aqueles produzidos pela fauna do solo no interior de biotúbulos e nos montículos de terra de formigueiros e cupinzeiros. STOOPS & BUOL (1985), referem-se aos microagregados zoogenéticos como aqueles que ocorrem principalmente nos horizontes superficiais e como preenchimentos em câmaras e canais biológicos em camadas mais profundas.

Microagregados reliquiaes seriam aqueles herdados do material originário (MULLER, 1977) e podem estar relacionados a uma pedogênese policíclica envolvendo materiais retrabalhados, sendo que outras evidências devem ocorrer para apoiar tal hipótese (STOOPS, 1967). Segundo STOOPS & BUOL (1985), uma das mais expressivas evidências de aloctonia nesses solos é a presença de pequenos nódulos sesquioxídicos dispostos de

maneira a constituir uma linha de pedras no perfil. Segundo os autores, os nódulos poderão ser fragmentos de uma laterita transportada ou nódulos ferruginosos formados no perfil, mas que foram submetidos a um deslocamento relativo. A interrupção abrupta da trama interna nos limites dos nódulos indicam a fragmentação; os limites abruptos e a forma arredondada ou subarredondada devem estar relacionados ao transporte. Outra indicação de material transportado é a presença de grãos de quartzo, cujas fissuras se mostram preenchidas por sesquióxidos de Fe e Al com grau de evolução diferente dos componentes do solo ao redor, fato pelo qual esses grãos devem ser considerados como material herdado de outro ambiente pedogenético. A esses grãos ESWARAN et al. (1975), deram o nome de "runiquartz".

Microagregados complexos podem ser resultado da aglutinação de microagregados menores (STOOPS & BUOL, 1985).

SANTOS et al. (1991), ressaltam que além da microagregação, outra importante propriedade micromorfológica que identifica materiais latossólicos é a isotropia do plasma dos microagregados. A esta propriedade BREWER (1976) se refere como plasma isótico e BULLOCK et al. (1985) denominam textura-b indiferenciada. STOOPS & BUOL (1985), salientam que o plasma pode não ser totalmente isótico, sendo frequente a ocorrência de materiais latossólicos com textura-b muito fracamente desenvolvida, indiferenciada ou ainda com tênue estriação circular ao redor dos microagregados. SANTOS et al. (1989), estudando submicroscopicamente os microagregados dos latossolos da Chapada do Araripe (PE), concluíram que o comportamento isótico dos latossolos em questão é resultado da combinação de partículas de argila orientadas ao acaso, matéria orgânica e agregados minerais contendo ferro. De maneira geral, a presença de plasma isótico ou textura-b indiferenciada, é referida pela maior parte dos autores a solos em avançado estágio de intemperização, que regra geral são os latossolos (LEPSCH et al. 1977b; CHAUVEL et al. 1978; STOOPS & BUOL, 1985; SANTOS et al., 1991; VIDAL TORRADO & LEPSCH, 1993). Esses trabalhos referem os latossolos às superfícies mais elevadas e/ou preservadas da paisagem que são as mais



antigas, situação comum no Brasil tropical.

BOULET et al. (1992), em trabalho realizado em Minas Gerais, afirmam que para a formação da cobertura latossólica espessa de topo necessitou de muito tempo, sendo que sua pedogênese seria anterior à dos solos situados em posições mais baixas na paisagem. PELLERIN & QUEIROZ NETO (1992), em estudo feito em Marília (SP), concluíram que a formação do horizonte microagregado latossólico constitui uma fase de pedogênese anterior ao entalhamento da vertente atual.

#### 2.4.2. O horizonte Bt.

##### 2.4.2.1. Gênese do horizonte Bt.

A formação do horizonte B textural ou horizonte argílico (EUA, 1975) pode-se dar por um processo específico ou pela associação de processos, o que é mais comum na natureza. Os processos mais importantes e que levam a formação de gradiente textural são: migração e/ou destruição das argilas da camada superficial, herança litológica e coluvionamento por material mais grosseiro.

Um dos mais reconhecidos e importantes processos pedogenéticos, a migração das argilas ou argiluviação, é afetada pela quantidade e qualidade dos colóides do solo, pela natureza e concentração dos eletrólitos, atividade das argilas e pelo fluxo de água no solo (EUA, 1975; BIRKELAND, 1974; ESWARAN & SYS, 1979; BUOL et al., 1980; NETTLETON et al., 1987). A ligação das argilas com materiais que interferem em sua mobilidade também é relevada por diversos pesquisadores como LEPSCH et al. (1977b) e QUEIROZ NETO et al. (1981), que dão ênfase às ligações ferro-argila, que uma vez desfeitas favoreceriam a mobilidade da última.

ESWARAN & SYS (1979), apresentam quatro condições básicas para que a argiluviação seja evidente: 1) as argilas devem estar em condições de dispersar-se no horizonte eluvial; (2) deve existir no solo um fluxo periódico de água para que as argilas se transloquem e se depositem; (3) o horizonte subsuperficial deve estar capacitado para receber as argilas

e (4) processos de pedoturbação devem ser mínimos para não destruir os depósitos de argila iluviada.

Por outro lado, NETTLETON et al. (1987), citam as razões possíveis para a não ocorrência de filmes de argila ("clay skins") na superfície dos agregados de solos: (1) o material do solo constitui um depósito muito recente; (2) o pH do solo é muito próximo do PCZ e portanto as argilas permanecem floculadas; (3) a fração coloidal é dominada por amorfos; (4) partículas de argila estão cimentadas por óxidos de ferro e/ou de alumínio; (5) o solo permanece continuamente seco ou continuamente molhado; (6) a argila translocada no solo move-se até atingir o saprolito ou substrato rochoso; (7) o ambiente subsuperficial é favorável apenas à dispersão ou apenas à floclulação, e conseqüentemente, deposições de argila na forma de filmes (cutãs de argiluviação) não ocorrem; (8) pedo ou bioturbação destroem ou interrompem a deposição rítmica dos cutãs. Ainda segundo esses autores, alguns solos da ordem Oxisol podem apresentar relíquias de argilãs formados em condições diferentes das atuais e assim horizontes argílicos teriam se transformado em óxicos devido a alterações das condições do meio. Isso explicaria certa ocorrência de cutãs de argiluviação esparsos no horizonte B de muitos latossolos, especialmente dos mais argilosos.

O processo de degradação de argilas no topo do horizonte Bt, formando o gradiente textural às expensas do A ou E, tem sido mais associado a solos com elevada relação textural e com certa hidromorfia na transição abrupta entre esses horizontes, ambiente este propício ao hidromorfismo devido ao gradiente de porosidade que ocasiona encharcamentos temporários. Destacam-se os trabalhos de BRINKMAN (1969/1970) que deu o nome de ferrólise ("ferrolysis") ao conjunto de processos hidromórficos em meio ácido que destroem as argilas.

No Brasil, alguns autores tem apontado para a degradação das argilas como importante processo pedogenético na formação de solos com Bt (BERG et al. 1987b; CASTRO, 1989; JIMENEZ RUEDA & DEMATTE, 1988; VIDAL-TORRADO et al. 1991).<sup>x</sup> A colescência de cavidades no topo do Bt, que é submetido a processos de hidromorfismo temporário, é considerada por

CASTRO (1989), como evidência de desmantelamento do Bt nessa zona de transição, inicialmente por depleção química (dissolução) e posteriormente mecânica. Tal evidência foi notada por VIDAL-TORRADO et al. (1991) na descrição micromorfológica de um Podzólico Vermelho-Amarelo derivado de sedimentos da Formação Itararé nas imediações da área em estudo.

JIMENEZ-RUEDA & DEMATTE (1988) sugerem ainda que em certos casos deve-se observar a estratigrafia das rochas que dão origem ao solo, pois o gradiente textural e outras feições do Bt podem ser herdados da rocha mãe.

#### 2.4.2.2. Gênese de "lamelas".

Exemplo particular de solos com B textural são aqueles que possuem faixas alternadas com maior e menor quantidade de argila respectivamente, com topografia irregular, porém com tendência paralela à superfície do terreno. São as chamadas "bandas onduladas" (SUGUIO & COIMBRA, 1976; CASTRO, 1989) ou "lamelas" (DIJKERMAN et al. 1967; KEMP & MCINTOSH, 1989; SCHAETZL, 1992; ROLIM NETO & SANTOS, 1994). A origem das lamelas em solos não está, todavia, bem esclarecida (KEMP & MCINTOSH, 1989; SCHAETZL, 1992). A maioria dos trabalhos mostram uma origem pedogenética, que vem a ser ou por frentes de eluviação/iluviação (DIJKERMAN et al. 1967; LEPSCH, 1977) ou por degradação do horizonte B por hidromorfismo, ou ainda por combinações desses processos (CASTRO, 1989). O termo lamela terá preferência neste trabalho por ter significado tridimensional, o que não ocorre com o termo banda (DIJKERMAN et al. 1967).

Lamelas formadas a partir de iluviação de argilas em colunas de material arenoso foram obtidas em condições de laboratório por BOND (1986). Embora o autor não descreva a mineralogia das argilas com que trabalhou, os resultados obtidos permitiram-lhe tecer algumas considerações importantes sobre como as lamelas podem se formar: a) As lamelas formadas em laboratório são muito semelhantes às observadas no campo; b) a deposição de argilas em camadas deve ocorrer ou por uma

obstrução física (poros pequenos) e/ou quando se excede o máximo de concentração de argila na dispersão; c) A formação de lamelas de argila iluvial em diferentes profundidades deve ocorrer simultaneamente (ou pelo menos no mesmo evento de infiltração); d) o tempo requerido para a formação de lamelas iluviais deve ser muito curto.

O trabalhos de BERG (1984) e de BOND (1986) mostram claramente que em condições favoráveis à dispersão as argilas se translocam com facilidade e de forma rápida em materiais arenosos, o que, aliado à teoria do peneiramento, explicaria porque essas lamelas ocorrem preferencialmente em solos com tal textura.

CASTRO & CURMI (1987), estudando bandas onduladas em solos podzolizados de Lins e Marília, variação Marília, concluíram ser estas estruturas de acumulação dupla: uma na base, herdada dos fenômenos de degradação do Bt por hidromorfia e que serviu de suporte à nova acumulação, que se seguiu por decantação, acima da zona de degradação.

Por outro lado, já foram descritos casos onde as lamelas possam ter sido herdadas da litoestratigrafia local (ROBINSON & RICH, 1960; DIJKERMAN et al. 1967).

KEMP & McINTOSH (1989) explicaram a formação de lamelas em solos da Nova Zelândia por um mecanismo composto por migração de argila de forma intermitente durante os períodos úmidos, em solos formados por adições eólicas sucessivas de material arenoso durante o período final do último glacial. Durante o holoceno os processos de bioturbação, migração de argila e gleização teriam sido mais atuantes nas partes mais próximas da superfície preservando as lamelas mais profundas, o que explicaria a maior espessura das últimas.

Na formação das lamelas um interessante processo de peneiramento daria início ao seu desenvolvimento a partir da deposição inicial de argilãs provocada pelo movimento do fluxo da água no solo (ROBINSON & RICH, 1960; DIJKERMAN et al. 1967), carregando argilas em suspensão que se depositam por ação gravitacional ao passar por poros finos, provocados pelo entupimento deixado pela frente de argiluviação inicial que se desenvolveu no período de estiagem. Com o peneiramento das argilas, a

porosidade vai ficando cada vez menor aumentando progressivamente o tamanho das lamelas e dificultando a passagem de água no solo, modificando de maneira importante sua dinâmica no perfil (DIJKERMAN et al. 1967). Mecanismos de gleização localizada poderão então ocorrer nos locais onde a porosidade for mais bloqueada (KEMP & MCINTOSH, 1989).

#### 2.4.3. Transição entre solos com Bw para solos com Bt.

A passagem de latossolos para solos com B textural vertente abaixo é uma das mais frequentes na paisagem tropical. No Brasil diversos trabalhos abordaram esta questão, como são os de LEPSCH & BUOL (1975), LEPSCH et al. (1977b), QUEIROZ NETO et al. (1981), MONIZ & BUOL (1982), CASTRO (1989), MIKLOS (1992); VIDAL-TORRADO & LEPSCH (1993). Uma revisão das principais hipóteses apresentadas nesses trabalhos foi feita pelo autor (VIDAL TORRADO, 1989).

As hipóteses existentes poderiam ser agrupadas da seguinte forma:

- a) Transformação do horizonte Bw em Bt, gradativamente, vertente abaixo sem destruição de argilas, e por ação mecânica do fluxo lateral de água, principalmente por mudança das condições hidrológicas durante a evolução da vertente.
- b) Transformação do Bw por perda de cimentante (óxidos de ferro), possibilitando a migração de argila e modificando gradativamente o Bw para Bt vertente abaixo.
- c) Degradação do Bw por destruição de argilas e surgimento de gradiente textural tendo como consequência a formação do Bt.
- d) Evolução geomórfica do relevo, erodindo o manto latossólico previamente formado e exposição de material pouco intemperizado para a formação de solos com Bt em clima úmido com estação seca definida, o que favoreceria a formação deste tipo de horizonte B.
- e) Combinação das hipóteses acima.

#### 2.4.4. Linhas de pedras ou "stone-lines".

Os termos "linha de pedras", "linha de seixos", "cascalheira" ou "cascalheiros", "horizonte subsuperficial de cascalhos" e internacionalmente "stone-line", têm sido usados para descrever horizontes com topografia paralela ou não à superfície do terreno atual, que são compostos por fragmentos grosseiros como cascalho quartzoso, litorrelíquias, fragmentos de rochas e/ou de laterita e outros, embebidos numa matriz fina de textura variável, e que estão situados entre horizontes que não os contém ou onde ocorrem de uma forma esparsa (adaptado de LUCAS et al. 1990).

A abundância dessas "stone lines" no mundo intertropical tem sido objeto de estudos de muitos trabalhos, e também tem sido interpretada de maneiras diferentes (LUCAS et al. 1990). As diferentes interpretações dadas para sua gênese sugerem ser muito provável que tenham origens distintas e que, em alguns casos, a combinação de hipóteses possa dar melhor resposta ao problema. Observando-se a bibliografia a respeito, quatro são as principais hipóteses para a origem das linhas de pedras:

(1) Origem alóctone, constituindo separação entre um substrato e o colúvio sobrejacente à linha de pedras, hipótese mais trabalhada no Brasil (TRICART, 1959; BIGARELLA & MOUSINHO, 1965a; Ab'SABER, 1966; PENTEADO, 1969; RANZANI et al. 1972; MODENESI, 1974; DEMATTE & HOLOWAYCHUK, 1977; LEPSCH 1977; QUEIROZ NETO & JORNAUX, 1978; LICHTÉ, 1990 e 1991).

(2) Origem biológica, formada por remonte vertical feito pela mesofauna do solo; DIJKERMAN & MIEDEMA (1988) explicam que este mecanismo seria, pelo menos em parte, responsável pela formação de uma "stone-line" em posição de alto terraço por concentração do material grosseiro após o remonte do material fino pelas termitas. MIKLÓS (1993) e MIKLÓS & MIOCQUE (1993), afirmam que a "stone-line" que acompanha parte da topografia de uma vertente em Botucatu (SP) somente pode ser explicada pelo remonte biológico feito pela mesofauna, uma vez que o material sobrejacente mostra forte litodependência do substrato abaixo da "stone

line".

(3) Origem residual por alteração geoquímica. Envolve os casos de "stone lines" formadas por alteração de rochas do embasamento cristalino com veios de quartzo (MACFARLANE & POLLARD, 1989; VIDAL-TORRADO, 1989) e alguns casos de linhas formadas por alteração de couraças lateríticas (LUCAS et al. 1990).

(4) Herança da litoestratigrafia local. Cascalheiras podem ser herdadas de rochas sedimentares que as contenham previamente.

(5) Origem complexa, com interação de duas ou mais das hipóteses apresentadas.

#### 2.4.5. Pedogênese em depósitos aluviais.

Por constituírem uma das partes mais jovens da paisagem, os terraços aluviais tem merecido atenção nos estudos que relacionam a pedogênese aos eventos do pleistoceno e, nos terraços atuais, do holoceno. A maioria dos estudos nessa linha tem sido desenvolvidos no mundo temperado. No Brasil sudeste os estudos até agora realizados datam os baixos terraços fluviais em 18.000 a 5.000 anos (AP) (TURCQ et al., 1987).

COLLINS & LARNEY (1983), estudando solos aluviais da Irlanda, estabeleceram como regra geral uma seqüência de três estágios para a pedogênese em depósitos aluviais: (1) sedimentação em camadas; (2) homogeneização feita pelos organismos do solo (bioturbação) e (3) horizontização pedogenética.

Estudos sobre depósitos aluviais argilosos estuarinos e marinhos nas planícies costeiras do Suriname e da Tailândia (SLAGER et al., 1970), incluem o início da pedogênese durante o processo de sedimentação, ocasião em que canais biológicos já começam a ser formados. A fase seguinte passa a ser a homogeneização pelos organismos do solo e transformações de minerais como a pirita, característica de depósitos com influência marinha. A iluviação de parte da massa do solo inicia-se posteriormente, concordando com a seqüência proposta por COLLINS & LARNEY (1983).

DEMATTE & HOLLOWAYCHUK (1977) perceberam considerável

desenvolvimento pedogenético no perfil correspondente ao terraço mais recente do Rio Piracicaba, classificando o solo como Ultissol, devido à presença de horizonte argílico. No horizonte B desse perfil, DEMATTÊ et al. (1977) descreveram alguns ferriargilãs com orientação forte e contínua, com presença de pápulas de argiluviação e nódulos sesquioxídicos.

Outro tipo de estudos tem-se voltado mais para a quantificação da variabilidade espacial dos atributos do solo nas várzeas. A maioria desses trabalhos não tem uma preocupação maior em compreender os processos de sedimentação e pedogênese ocorridos nesses ambientes, os quais controlam tal variabilidade (BERG et al. 1987a).

Embora as várzeas locais dos rios Piracicaba e Tijuco Preto sejam de pequeno porte, uma vez que estes rios correm encaixados em seus leitos sem formarem grandes planícies de inundação, três pequenas várzeas estão presentes, são cultivadas com cana-de-açúcar e foram estudadas fazendo parte dos segmentos finais de duas topossequências.



### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1. Localização e características do meio físico.

A área estudada situa-se no limite entre os municípios de Piracicaba e Santa Bárbara d'Oeste, no centro-leste do Estado de São Paulo, estando a maior parte incluída no distrito de Tupi (Piracicaba). A área é limitada ao norte e leste pelo Rio Piracicaba e ao sul pela Rodovia Luiz de Queiroz (SP-304) e situa-se entre as latitudes 22°42' e 23°45' e entre as longitudes 47°30' e 47°32'.

Geomorfologicamente a área se situa na Zona do Médio Tietê da província da Depressão Periférica Paulista (ALMEIDA, 1964), às margens do rio Piracicaba (Figura 5). O relevo local está representado na figura 6a, através de bloco diagrama parcial da área, onde se incluem as tres fazendas onde os estudos foram mais detalhados (Morro Grande, Também e Lobo).

A geologia do local é formada por rochas do Grupo Tubarão, formações Itararé e Tatuí (IPT, 1980). A vegetação original está presente em pequenos remanescentes localizados nas escarpas e, segundo RODRIGUES<sup>1</sup>, é classificada como floresta mesófila semidecídua.

O uso da terra, na maior parte da área estudada, é o plantio de cana-de-açúcar, seguido de pastagens por ordem de importância. De acordo com informações dos agricultores locais, a cultura do algodão antecedeu o atual plantio de cana-de-açúcar (até 1920), e anteriormente a lavoura cafeeira dominou os campos estudados durante o século passado.

---

<sup>1</sup>RODRIGUES, R.R. (Departamento de Botânica, ESALQ, USP, Piracicaba-SP). Comunicação pessoal, 1994.

O clima da região, segundo Koppen, é do tipo Cwa, isto é, mesotérmico úmido subtropical de inverno seco, em que a temperatura média do mês mais frio é inferior a 18°C (COMISSÃO DE SOLOS, 1960). O regime térmico dos solos é hipertérmico (OLIVEIRA et al., 1976).

### 3.2. Mapeamento das superfícies geomórficas.

Utilizando como base cartográfica aerofotografias na escala 1:25.000 (vôo do IBC-GERCA, 1972) e como apoio aerofotos na escala 1:45.000 de 1988 (Apêndice 1), foram separadas as superfícies geomórficas de acordo com os critérios de DANIELS et al. (1971). Segundo esses critérios, mudanças abruptas de gradiente de declividade não condicionadas pela litologia e a observação cuidadosa da gradação entre segmentos de encosta permitem estabelecer os limites entre as diferentes superfícies geomórficas. A formação de patamares escalonados em áreas com estratigrafia sedimentar podem ser motivo de dúvida na separação de superfícies ("controle estrutural do relevo"). Dada a geologia da área, este cuidado foi tomado na separação das superfícies.

Após reconhecimento geral da área no campo, procedeu-se à fotointerpretação e em seguida todas as áreas com dúvida foram visitadas. O trabalho de aferição dos limites das superfícies no campo foi feito em diferentes épocas, o que permitiu a observação de quase toda a superfície do terreno sem vegetação, uma vez que a cana-de-açúcar é retirada na área em épocas diferentes.

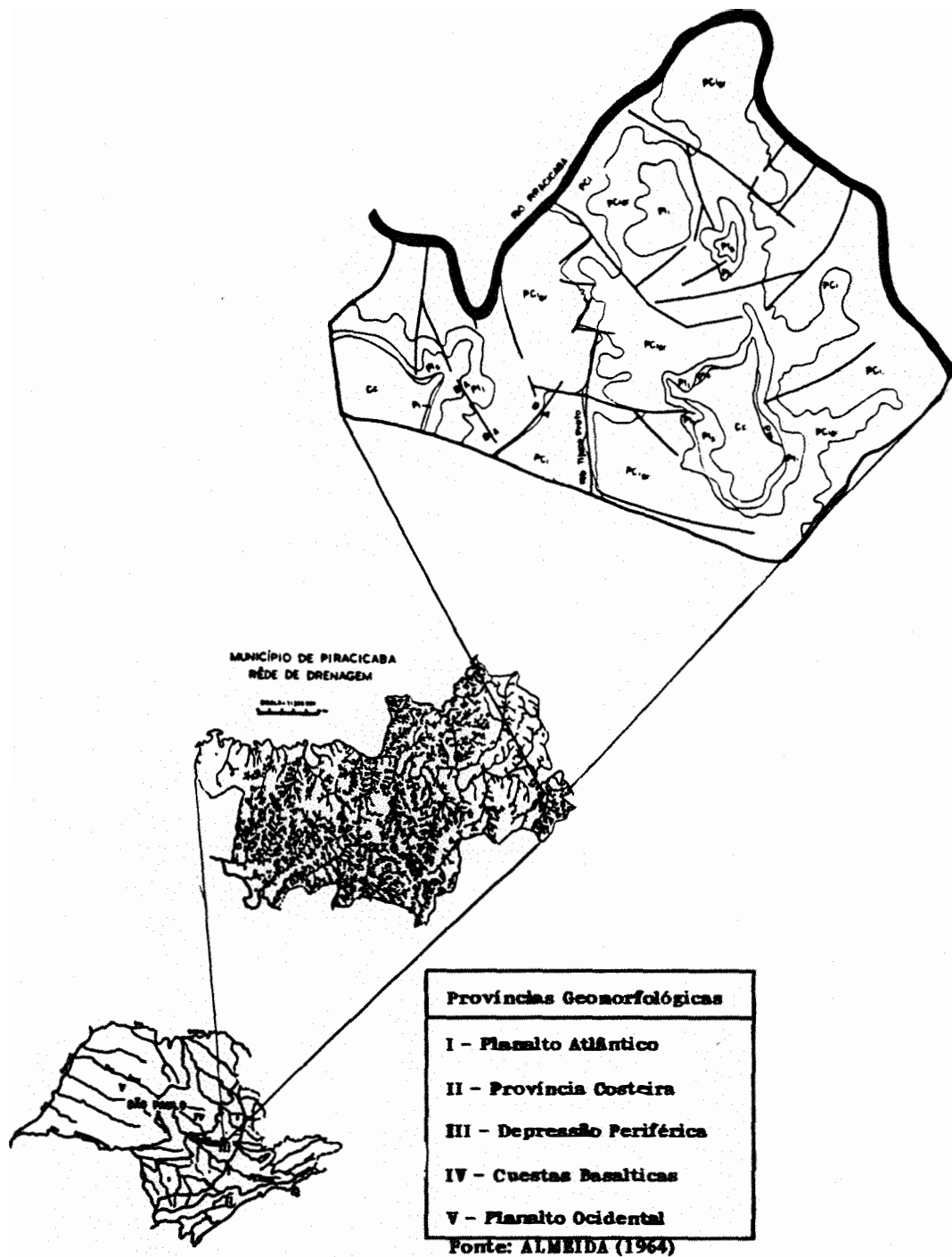
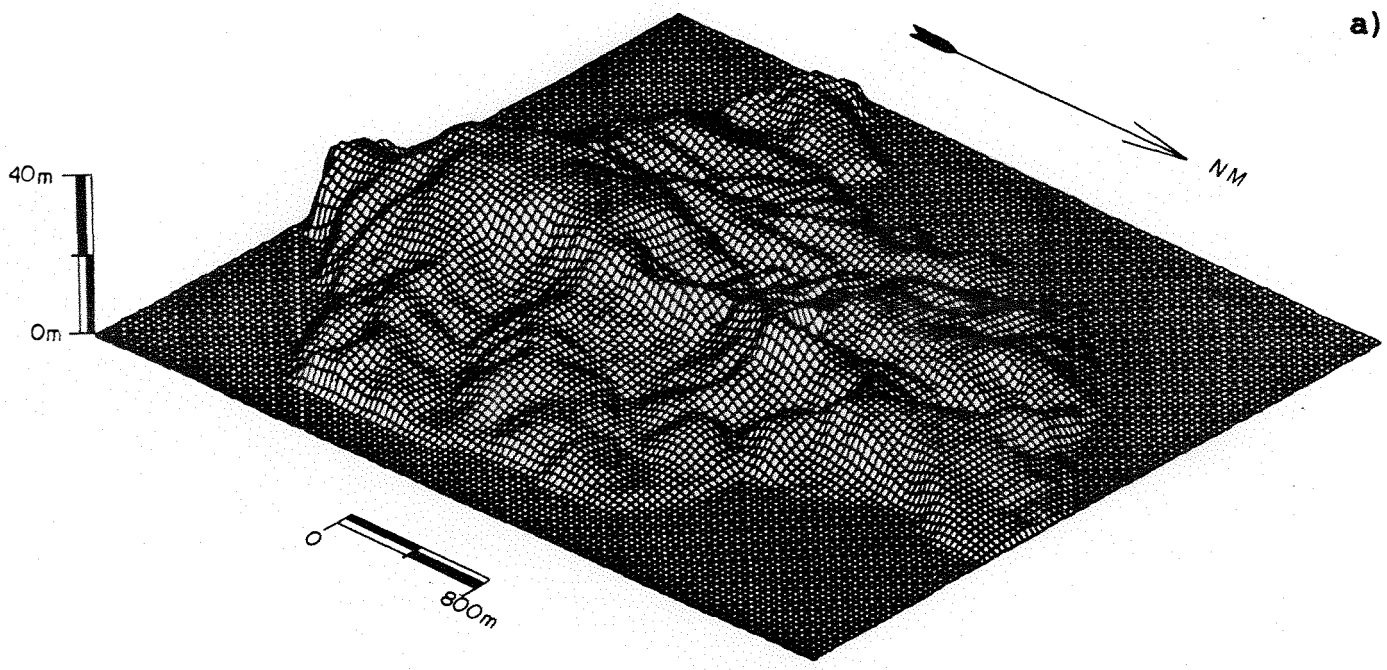


Figura 5. Localização da área estudada.

a)



b)



Figura 6. Bloco diagrama parcial da área estudada (a). Vista aérea do limite entre as fazendas Morro Grande e També (b).

### 3.3. Mapeamento geológico.

Foram visitados afloramentos rochosos, barrancos de estradas, voçorocas e leito dos rios, com o objetivo de estabelecer uma legenda que permitisse separar as formações geológicas da área de acordo com a litologia predominante. Com este propósito e em vista da ausência de informações detalhadas a respeito da geologia da área, procurou-se separar as formações Tatui e Itararé que foram subdivididas de acordo com a litologia predominante e posição estratigráfica (membro superior, membro inferior). Após a observação dos afloramentos rochosos, de sua litologia e evidências de falhamentos, assim como dos padrões de relevo existentes em cada litologia, foi elaborado um mapa geológico por fotointerpretação nas aerofotos 1:25.000. Para esta atividade contou-se com a participação do Geólogo Edvard Elias de Souza Filho, ex-professor da Faculdade de Geologia da UNESP Campus Rio Claro e atualmente professor da Universidade Estadual de Maringá.

### 3.4. Amostragem e descrição de solos.

#### 3.4.1. Topossequências.

Uma vez conhecidos a compartimentação do relevo e da geologia e os tipos de solo existentes, foi feita a escolha das topossequências para caracterização dos solos da área e estudo geral dos processos pedogenéticos e da dinâmica das encostas. As três topossequências foram escolhidas de forma que incluíssem as principais feições de relevo, geologia e tipos de solos da área. Num total de 19 trincheiras locadas, os perfis de solo foram descritos e amostrados. Nestas trincheiras foram feitas descrições morfológicas, coletadas amostras deformadas de cada horizonte para análise química e granulométrica de rotina, e amostras indeformadas e orientadas foram coletadas para fins de análise micromorfológica.

### 3.4.2. Amostragem sistemática de solos.

Com a finalidade de verificar estatisticamente a cronossequência relativa estabelecida entre as diferentes superfícies, através da análise da dependência que alguns atributos do solo (V%, valor S, razão silte/argila e teores de sódio trocável) possam ter do tempo de pedogênese, foram escolhidas duas transeções que atravessam os principais compartimentos de relevo e geologia e onde apareceram a maior parte dos solos existentes na área. Amostras foram coletadas em espaços regulares de 20m, a duas profundidades, sendo uma representativa do horizonte A e a outra do horizonte B, quando existente. A transeção 1 tem 1700m de comprimento e a transeção 2 ao redor de 1200m, perfazendo ao todo 2900m num total aproximado de 150 tradagens. Com esta amostragem sistemática foi possível observar não só as variações laterais dos solos e suas transições dentro das diferentes superfícies, assim como foi possível notar a influência do material de origem e também aferir os limites entre unidades de mapeamento de solos.

### 3.5. Estratigrafia dos sedimentos inconsolidados.

Foram identificados depósitos aluviais e coluviais através da observação de cortes de estradas e voçorocas e sulcos profundos de erosão que existem em grande quantidade na área, dada a susceptibilidade à erosão da maioria dos solos e ao uso intensivo da terra com adoção de práticas inadequadas de controle de erosão. Tradagens profundas até o contato com o saprolito da rocha subjacente foram feitas em trincheiras, perfazendo um total de 11 tradagens que variaram de 7 a 11m de profundidade.

### 3.6. Análise das amostras de terra.

Nos laboratórios do Departamento de Ciência do Solo da ESALQ/USP, foram feitas análises químicas e granulométricas nas amostras

coletadas nas trincheiras e tradagens profundas. Após agitação horizontal por 16 horas, a granulometria da TFSA (terra fina seca ao ar) foi feita pelo método do densímetro, utilizando-se como dispersante solução contendo hidróxido de sódio e hexametáfosfato de sódio (CAMARGO et al. 1986). As análises químicas foram feitas de acordo com RAIJ et al. (1987), em subamostras de 100g de TFSA. Análises químicas totais através de ataque sulfúrico (CAMARGO et al. 1986) foram feitas em algumas amostras escolhidas para determinação de  $Fe_2O_3$  e  $TiO_2$ .

### 3.7. Micromorfologia.

As amostras indeformadas e orientadas foram impregnadas com resina de poliéster. Após a impregnação das 72 amostras indeformadas, foram elaboradas seções delgadas destas para análise micromorfológica, que foi feita em microscópio petrográfico Zeiss, segundo os critérios estabelecidos por BREWER (1976), com adaptações para a descrição da trama do solo segundo LIMA et al. (1985) e STOOPS & JONGERIUS (1975). Fotomicrografias foram feitas em fotomicroscópio Zeiss da Divisão de Geologia do Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (DIGEO-IPT).

### 3.8. Mineralogia da fração argila.

Em amostras selecionadas normalmente do horizonte B, foi determinada a composição mineralógica da fração argila. Todo o preparo e tratamentos das amostras, foram feitos de acordo com JACKSON (1969). Após eliminação da matéria orgânica e dos óxidos de ferro, a fração argila ( $<0,2\mu m$ ) foi separada por sifonação. Subamostras foram saturadas com  $K^+$  ou com  $Mg^{++}$ , e foram irradiadas com raios X através de difratômetro Rigaku, com tubo de cobre e filtro de níquel, no intervalo 20 de 3 a  $32^\circ$ . As subamostras saturadas com  $K^+$  foram irradiadas na temperatura ambiente, e após aquecimento a 350 e 550°C. As saturadas com  $Mg^{++}$  foram irradiadas na temperatura ambiente em duas etapas, antes e após solvatação com etileno-glicol, respectivamente.

### 3.9. Mapeamento de solos.

3.9.1. **Legenda preliminar de solos.** Após o mapeamento das superfícies geomórficas e concomitantemente com o mapeamento geológico, foi feito um reconhecimento dos solos que ocorrem em toda a área, através de traçagens e observações em barrancos, procurando-se observar a morfologia e pH de campo.

### 3.9.2. Mapeamento semidetalhado de solos.

Com a experiência das atividades de campo anteriormente relatadas e com o exame dos resultados analíticos das amostras de terra, foi possível elaborar um mapa de solos semidetalhado, cuja base cartográfica foram as aerofotos na escala 1:25.000. Os limites das manchas de solos foram em parte determinados no campo e em parte inferidos por fotointerpretação.

### 3.10. Análise estatística dos dados granulométricos.

Para a investigação estratigráfica de colúvios e descontinuidades de material de origem, foi feita a análise estatística das distribuições das areias. Para tanto, a fração areia das amostras de interesse foi fracionada em cinco classes granulométricas, que correspondem as classes areia muito grossa, grossa, média, fina e muito fina, que na escala Phi representam os intervalos entre -1 a 0, 0 a 1, 1 a 2, 2 a 3 e 3 a 4.33 respectivamente. Utilizando-se o programa PHI para microcomputadores (De JONG van LIER & VIDAL TORRADO, 1992), os valores obtidos nas pesagens das areias foram tratados estatisticamente pelos critérios de Folk & Ward e foram construídos os gráficos de distribuição (em escala de distribuição normal) e os histogramas de barras dessas distribuições.



### 3.11. Análise estatística da variabilidade do solo e da ~~cro~~seqüência estabelecida para as superfícies.

A partir das amostras feitas em intervalos regulares nas transeções 1 e 2, foram feitos testes de comparação de médias entre as diferentes superfícies geomórficas mapeadas, utilizando-se como variáveis os atributos químicos e granulométricos de maior relevância para o mapeamento de solos (segundo o SNLCS-EMBRAPA). Atributos que se correlacionam com o tempo de pedogênese ( $V\%$ , valor S, razão silte/argila e teores de sódio trocável) foram também incluídos no sentido de comprovar ou não a hipótese do relacionamento da evolução dos solos com as diferentes idades das superfícies geomórficas. Para esta análise foi utilizado o sistema estatístico STATGRAPHICS, no seu módulo de análise de variância unidirecional.

### 3.12. Sobreposição de mapas por computador.

Para uma melhor correlação entre pedologia e geomorfologia, foram digitalizados os mapas de solos e de superfícies geomórficas. Após a digitalização em sistema de coordenadas X Y Z, numa planilha Lotus, as matrizes foram transferidas ao sistema GMAP (SPAROVEK et al., 1993). O sistema produziu, então, mapas totais e mapas de sobreposição de matrizes. Além da sobreposição o sistema forneceu a totalização das áreas de cada unidade de mapeamento (ou de sobreposição).

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1. Geologia.

Conforme o mapa elaborado (Figura 7), com auxílio do prof. Edvard de Souza Filho, a área apresenta em seus 2.300ha um predomínio de afloramentos de rochas sedimentares paleozóicas dos períodos permiano e carbonífero superior. O grupo Tubarão, que é o predominante, faz-se representar pelas formações Itararé(CPi) e Tatuí(Ptt). Ocorrência de rochas do membro Taquaral (membro basal) da formação Irati (Pi) e a proximidade de afloramentos do membro Assistência, desta mesma formação, a algumas centenas de metros da área em estudo, fazem supor que esta formação possa ter grande contribuição como material fonte da cobertura cenozóica (CC) argilosa identificada nas partes mais altas da paisagem. Também muito próximo à área, 2 a 3000m de distância (na direção oeste do local), localiza-se um grande "sill" de diabásio. Este "sill" e pequenos diques de diabásio de dimensão métrica observados em poucos afloramentos nas proximidades da área (dentro dos 2300ha apenas um pequeno dique vertical de 80cm de largura foi encontrado), fazem supor que a alteração destas rochas correlatas à formação Serra Geral (jurássico/cretáceo), possam ter contribuído nos depósitos cenozóicos. Como se vê, o material fonte nas imediações do local justificam, em primeira análise, a natureza argilosa do depósito de cobertura, aqui suposto como de idade neo-cenozóica.

Diferentes litofácies das formações Tatuí e Itararé foram separadas, conforme pode-se ver na legenda do mapa geológico (Figura 7). Na formação Itararé, de maior grau de complexidade litológica, devido à alternância de diferentes ambientes de sedimentação local (SOUZA FILHO, 1986), separaram-se dois domínios distintos:

PCi → Domínio de diamictitos e rochas de textura mais fina: siltitos, siltitos argilosos e diamictitos maciços com cores vermelho arroxeadas ou acinzentadas com textura argilo-arenosa ou areno-argilosa. O ambiente de sedimentação teria sido o de pró-delta.

PCi ar → Domínio de litologia arenosa. Arenitos muito finos, arenitos finos maciços ou com marcas onduladas ou com estratificação plana-paralela; diamictitos arenosos maciços de cor amarelo clara e as vezes avermelhada. O ambiente de sedimentação teria sido de frente deltaica e praial.

Como pode ser visto no mapa (figura 7), o domínio arenoso tem maior expressão na área. É neste domínio que ocorrem estruturas típicas da formação Itararé, como os seixos e matacões "pingados" numa matriz arenosa, as marcas de ondas do mar nos arenitos do tempo glacial do carbonífero-permiano, os arenitos praias com estratificação plana-paralela inclinada e as "dobras convolutas", deformações atectônicas dos arenitos da frente deltáica. Pela litologia observada no campo e de acordo com trabalho feito na quadrícula de Campinas, que é vizinha à área em estudo, por SOUZA FILHO (1986), aparentemente o ambiente deposicional se deu em período glacial, e foi predominantemente marinho, com proximidade variável do continente, oscilando entre praial, pró-deltáico e "barra de off-shore" ou frente deltáica, todos estes considerados como costeiros, com influência dos clastos trazidos do continente por blocos de gelo ("icebergers").

A Formação Tatuí é dominada por sedimentos finos (siltitos e argilitos) com deposição em paleolagos confinados em ambiente costeiro (IPT, 1981). Na área ocorrem afloramentos desde o seu membro inferior com transição para a formação Itararé até as últimas litologias que transicionam para a formação Irati, transição esta marcada pela ocorrência de arenito basal no membro Taquaral desta última.

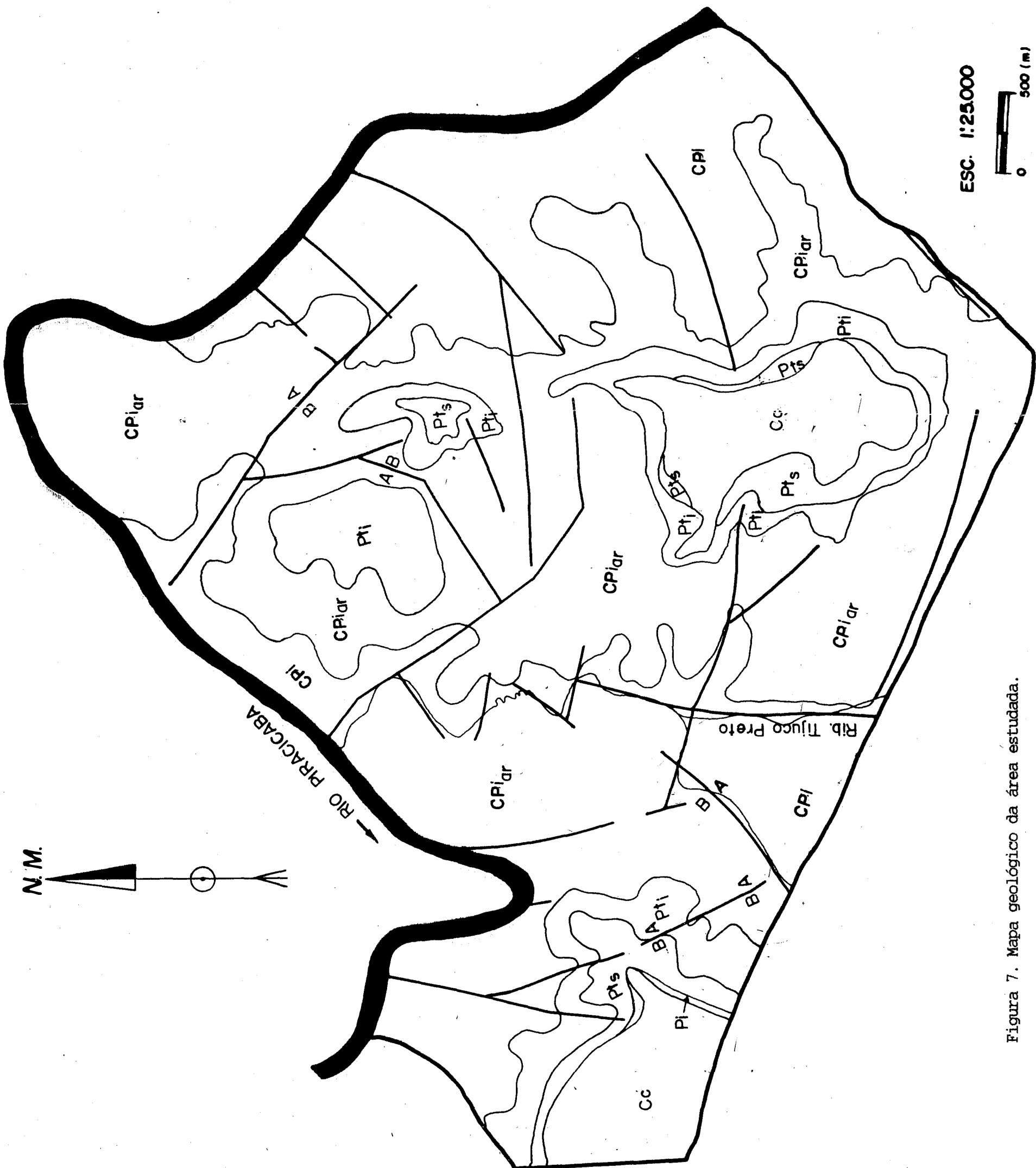


Figura 7. Mapa geológico da área estudada.

## LEGENDA

Formação Geológica	Litologia Dominante
CPI: Formação Itararé	Diacictitos com matriz argilo-arenosa ou areno-argilosa, siltitos.
CPIar: Formação Itararé (membro arenoso)	Arenitos e diamicictitos arenosos.
Ptj: Formação Tatuí (membro inferior)	Siltitos arenosos e siltitos argilosos maciços, níveis de arenito.
Ptg: Formação Tatuí (membro superior)	Siltitos argilosos maciços e argilitos.
Pi: Formação Irati (membro Taquaral)	Argilitos laminados
Cc: Cobertura Cenozóica	Depósitos argilosos inconsolidados
<p>A ————— B</p> <p>Falha normal</p> <p>A: Bloco alto; B: Bloco baixo</p>	

ESC. 1:25.000



Dois membros da formação Tatuí bastante distintos em sua litologia foram descritos:

Ptt i --> Formação Tatuí, permiano. membro inferior: siltitos arenosos e siltitos argilosos maciços, níveis de areia fina a muito fina maciços ou laminados. Cores vermelho-arroxeadas. Ocorrência eventual de níveis com cimento carbonático e de troncos silicificados.

Ptt s --> Formação Tatuí, permiano. membro superior: siltitos argilosos maciços com camadas e lentes de areia muito fina maciças, e raras de areia média ou grosseira maciças ou com estratificação cruzada. Cor cinza esverdeada.

Segundo MACARI<sup>2</sup>, os troncos fósseis encontrados em grande quantidade aflorando nas encostas íngremes da porção leste da área, onde o solo é raso, devem ser, segundo a literatura, caules silicificados do filo Tracheophyta, possivelmente pertencentes ao sub filo Lycopsidea (licófitas) ou a classe Pteridospermophyta (pteridospermas, já extintas), característicos para essas idades e com ocorrências registradas em trabalhos feitos nesta formação.

A formação Irati (Pi) é representada na área por um pequeno afloramento na parte oeste. Tal afloramento foi melhor caracterizado no corte de 20m de espessura da Rodovia Luiz de Queiroz existente no limite oeste da área. Neste local, situado logo abaixo da cobertura vermelho argilosa que ocupa os topos mais elevados da área, encontram-se, como primeiro nível de rochas sedimentares consolidadas, argilitos laminados de cor esbranquiçada característicos do membro Taquaral da formação em questão. No mesmo morro, na direção sul, encontra-se um outro corte da antiga rodovia Piracicaba-Santa Bárbara d'Oeste, onde a cobertura vermelha argilosa se assenta tanto sobre rochas do membro Taquaral como sobre rochas do membro Assistência, este último caracterizado pela presença de sílex e folhelhos siltosos de cor cinza já alterados e presença de bonecas de sílex. Nos dois barrancos do morro é possível perceber o

---

<sup>2</sup>MACARI, R. (UNESP/Rio Claro-SP) Comunicação Pessoal, 1993.

mergulho regional no sentido SE → NW. Além do mergulho observa-se falhamento normal que lança o Irati para baixo e o Tatuí para cima, com rejeito de mais ou menos 5 a 10m, colocando lado a lado os membros Taquaral e Assistência do Irati (Figura 8).

Na porção nordeste da área, na fazenda do Lobo, uma falha normal com rejeito de 20 a 30m, coloca em altitudes muito próximas os sedimentos do Ptt inferior e a litofácies arenosa do Itararé. Na parte sul do falhamento (bloco baixo) um arenito com estratificação paralela forma um estrato com mais de 20m de espessura assentado sobre o diamictito arenoso que ocorre no bloco alto (Figura 9). Nesta localidade é nítido o controle do entalhamento das vias de drenagem pelas linhas de falha.

Falhamento dessa natureza foi determinado também no corte da Rodovia Luiz de Queiroz e está indicado no mapa (Figura 7). Tais falhamentos devem ser muito anteriores à formação do depósito de cobertura pois este corta diferentes tipos de sedimentos nos três cortes de estrada observados (Figuras 8, 9 e 10). Outro forte argumento é a ocupação da linha de falhamento do barranco por um dique de diabásio, que tem idade provavelmente cretácea (Figura 10).

Outras linhas de falhamento foram inferidas na área por fotointerpretação, sem que tenha havido nesses casos a determinação do sentido de movimento dos blocos falhados. Boa parte da inserção da rede de drenagem teria sido condicionada pela paleotectônica regional. Não foram detectadas evidências de atividade tectônica recente ou "ressurgente" (HASUI, 1990).

A cobertura cenozóica (CC) aparece ocupando os topos mais elevados da área e adjacências. Suas características e ocorrência serão comentados quando forem abordados os depósitos superficiais.

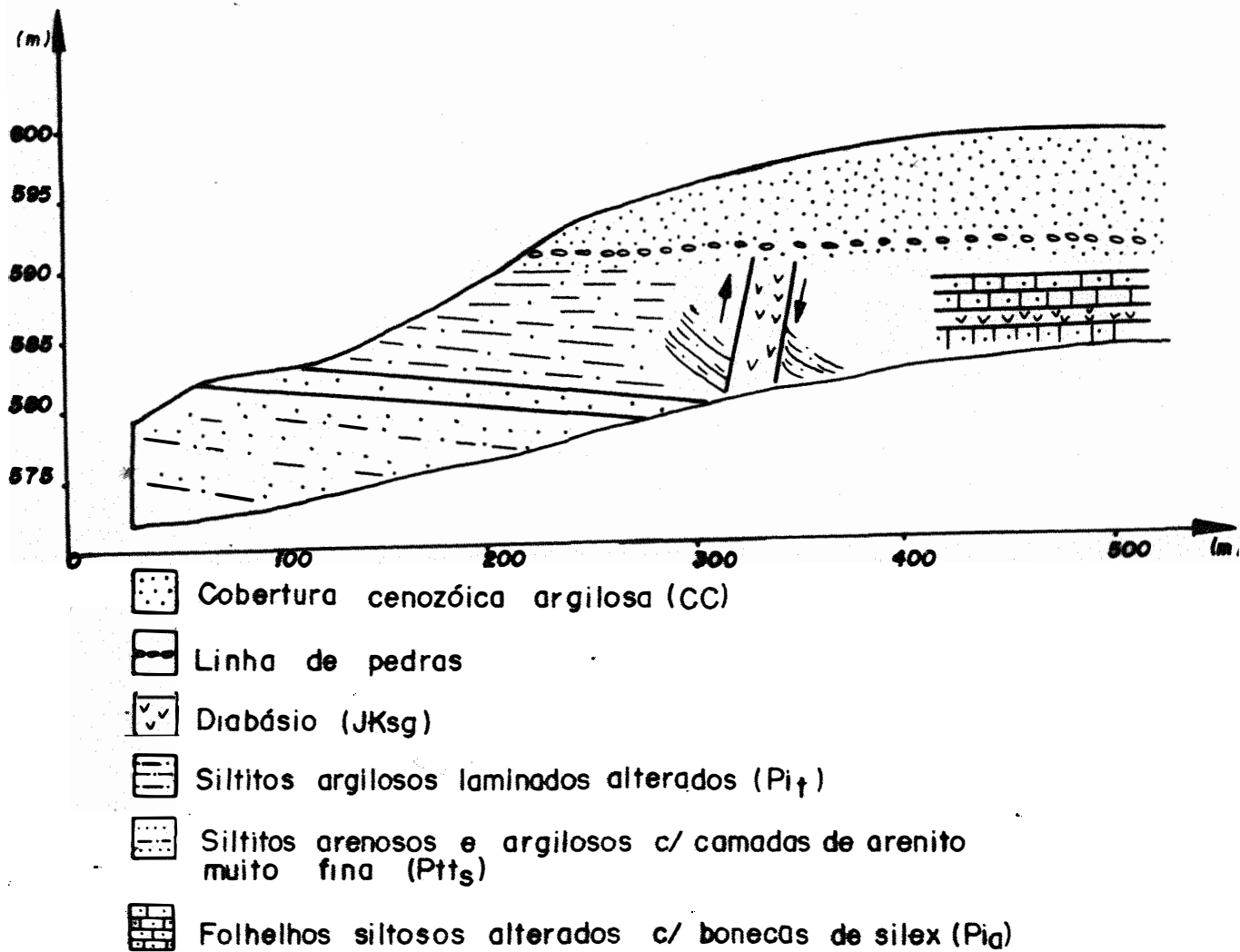
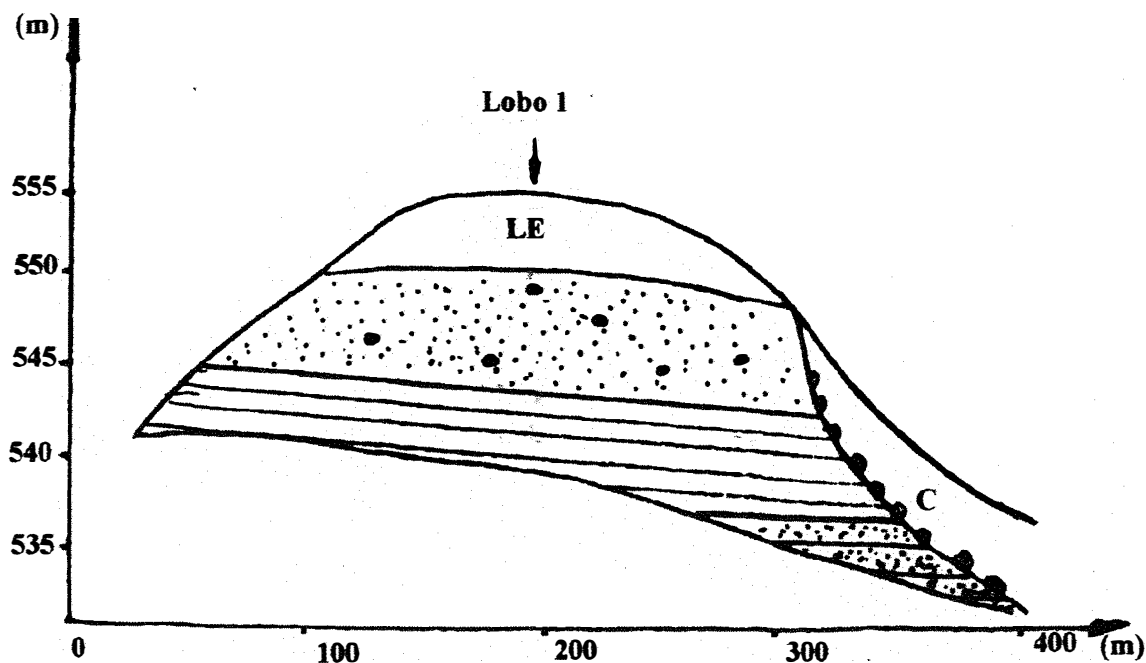


Figura 8. Estratigrafia observada em corte da rodovia SP 304, na parte oeste da área.








-  Arenito com seixos (diamictito arenoso), com estrutura maciça (frente deltáica).
-  Argilitos e siltitos em camadas, raros grânulos e com estrutura maciça (pró-delta).
-  Arenito fino a muito fino com seixos esparsos e estratificação plana paralela (praial).
-  LE Latossolo Vermelho Escuro textura argilosa (cobertura cenozóica).
-  C Colúvio argiloso vermelho-escuro.

Figura 9. Corte estratigráfico observado na fazenda do Lobo, porção nordeste da área.



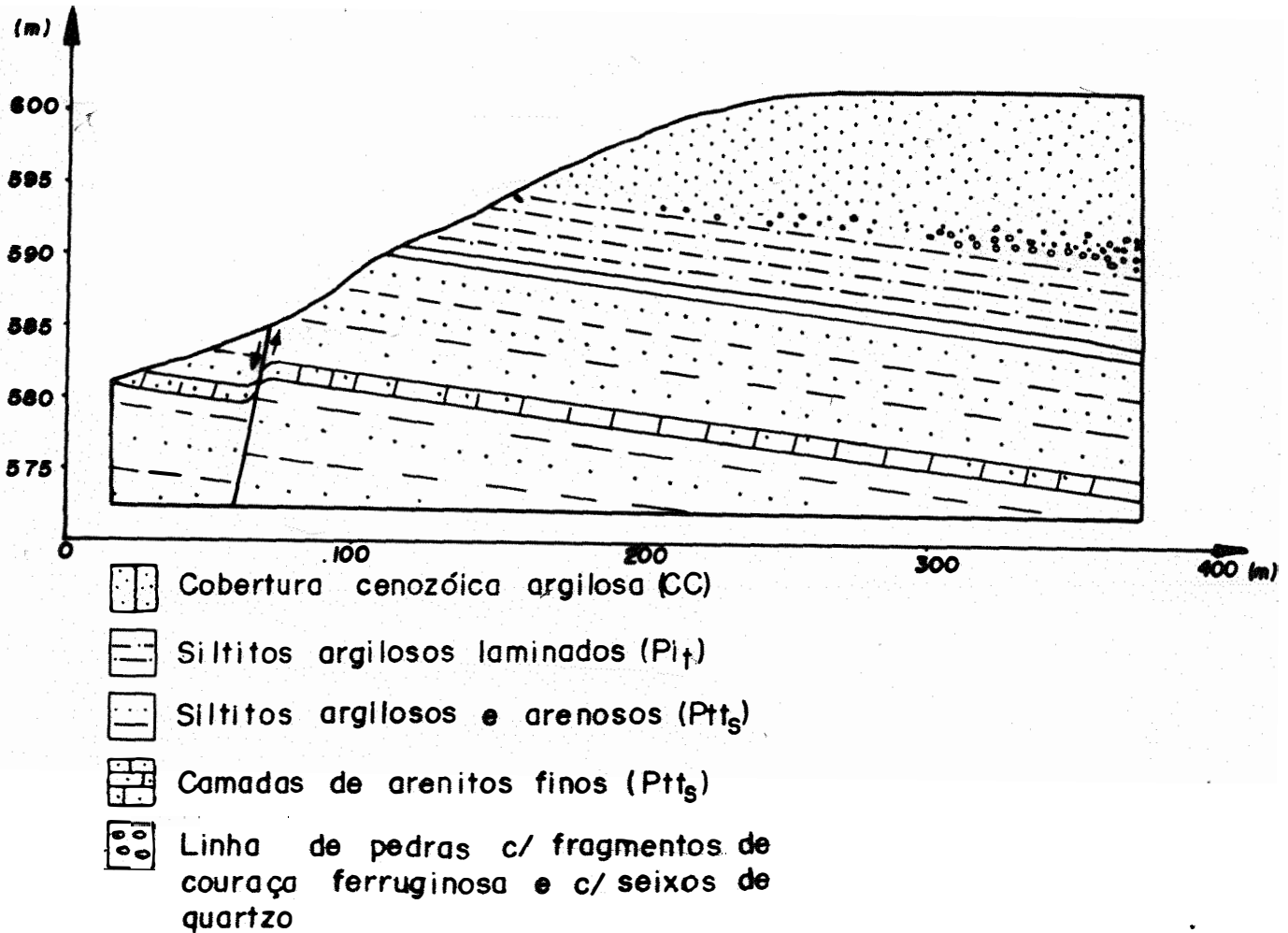


Figura 10. Estratigrafia observada em corte na rodovia SP 304 (trecho novo → Rodovia Luiz de Queiroz).

## 4.2. Depósitos superficiais.

Diversos depósitos superficiais foram identificados na área:

### 4.2.1. Coberturas de topo.

Os topos quase planos da paisagem, situados ao redor da cota 600-615m na superfície de cimeira e mais abaixo em algumas colinas ao redor de 550m, apresentaram solos profundos com alguma(s) evidência(s) de aloctonismo.

A cobertura cenozóica (CC) aparece ocupando os topos mais elevados da área e adjacências. Caracteriza-se por ser material de textura muito argilosa e cor vermelho escura com matiz Munsell em geral 2,5 YR. Como anteriormente comentado, assenta-se sobre as diferentes formações geológicas (CPi, Ptts, Ptti, Pit e Pia e diques de diabásio). Devido à uniformidade verificada entre o teor de argila e granulometria das areias, esta última ilustrada na Figura 11, cor e teor de  $Fe_2O_3$  (Tabela 1) destas coberturas e diante do fato delas se assentarem em cotas semelhantes sobre os mais diferentes tipos de litologias (Figuras de 9 a 12), incluindo aquelas que dificilmente poderiam gerar por alteração depósitos de 70% de argila (Figura 9), deve-se tratar de um grande depósito provavelmente coluvial (pedissedimento) como sugere para a região PENTEADO (1976), e seria correlato aos depósitos da Formação Rio Claro (BJONBERG & LANDIM, 1966). O material fonte seriam os argilitos e folhelhos da formação Irati principalmente com alguma variação na contribuição de materiais previamente intemperizados de diabásio. Os teores médios de  $Fe_2O_3$  destes depósitos (ao redor de 7%) são aceitáveis nesta hipótese pois há de se lembrar da quantidade significativa de pirita nestes sedimentos marinhos do Irati e eventualmente do Tatuí superior. Em outras palavras, a pirita, alterando-se inicialmente para jarosita, seria uma das fontes de ferro para a formação da hematita (ALLEN & HAJEK, 1989). Outra fonte a ser considerada seria o ferro advindo dos diabásios vizinhos.

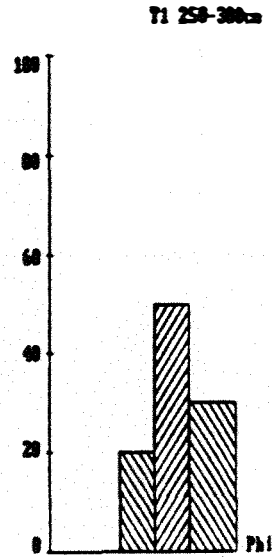
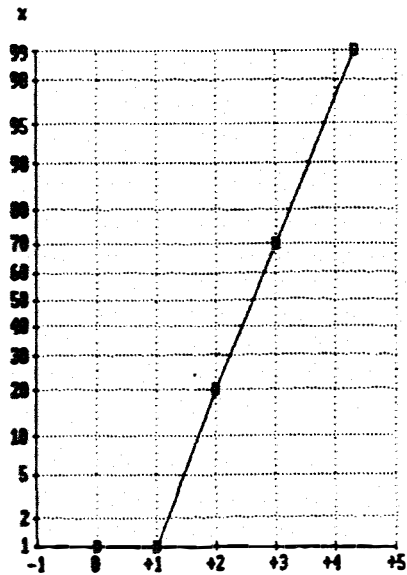
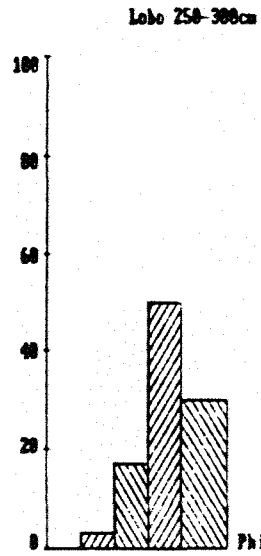
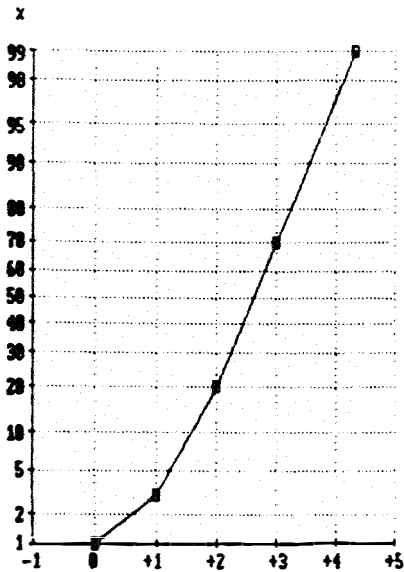
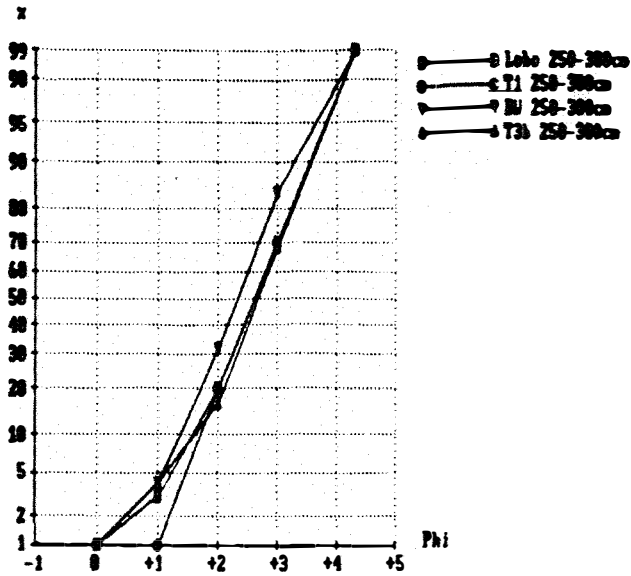


Figura 11. Distribuição estatística das areias de quatro amostras retiradas na profundidade de 250-300cm em quatro diferentes ocorrências da cobertura cenozóica: BW (sobre argilitos do Pit), T1 (sobre argilito do Pts), Lobo 1 (sobre diamictito arenoso do CPi) e T3b (sobre siltito do Ptti). Os cálculos estatísticos estão no apêndice 2.

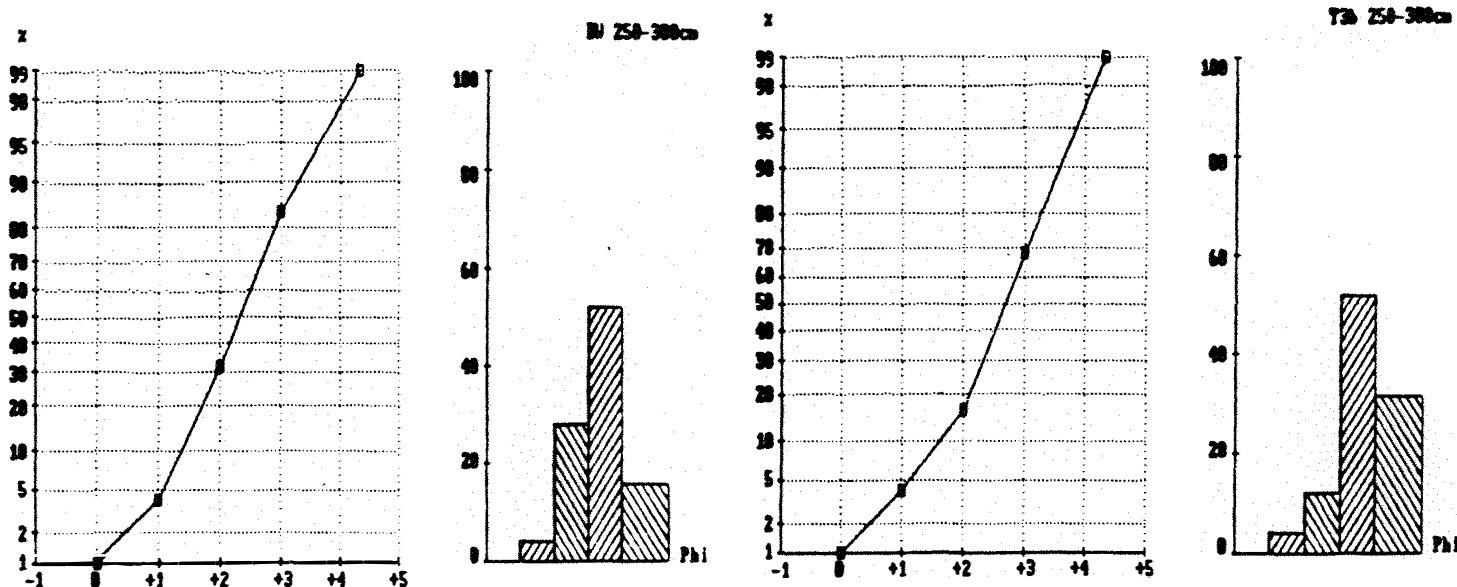


Figura 11. (Continuação). Distribuição estatística das areias de quatro amostras retiradas na profundidade de 250-300cm em quatro diferentes ocorrências da cobertura cenozóica: BW (sobre argilitos do Pit), T1 (sobre argilito do Ptts), Lobo 1 (sobre diamictito arenoso do CPI) e T3b (sobre siltito do Ptti). Os cálculos estatísticos estão no apêndice 2.

Tabela 1. Teores de óxidos de ferro e de titânio totais obtidos a partir do ataque sulfúrico de amostras da CC.

Teor em %	Barranco W (substrato argilitos do Pit)	T1 (Substrato argilitos do Ptts)	Lobo 1 (Substrato diamictito arenoso do CPI)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,6	7,1	7,0
TiO <sub>2</sub>	2,0	1,5	1,2

O contato entre o depósito da CC e as rochas paleozóicas

subjacentes apresenta na maior parte dos casos uma concentração de nódulos ferruginosos e fragmentos arredondados de carapaças ferruginosas. Associado a este nível de concentração de fragmentos ferruginosos ocorrem seixos centimétricos de quartzito e quartzo, constituindo em alguns afloramentos linhas de pedras. No barranco da Rodovia Luiz de Queiroz, local onde a CC está mais exposta, é evidente que a concentração de material ferruginoso endurecido é variável, podendo ser da espessura de 20cm até quase dois metros.

A uma distância de 2 ou 3km do barranco oeste da área, em direção à Piracicaba e na mesma Rodovia Luiz de Queiroz (sentido oeste), existe uma cobertura vermelha e argilosa com 16% de  $Fe_2O_3$  total, que se assenta sobre diamictitos finos do Itararé. No contato entre esta cobertura e as rochas do Itararé ocorre uma couraça ferruginosa de proporções centimétricas e em processo de dismantelamento. É provável que, pelo menos parte dos fragmentos ferruginosos que se encontram na base da CC na área em estudo, sejam contemporâneos desta couraça que deve ter sido formada em condições climáticas favoráveis à plintização, isto é clima úmido e nível de base elevado à altura da linha das concentrações ferruginosas. Posteriormente deve ter havido mudanças climáticas e de nível de base que favoreceram a formação da petroplintita ou couraça ferruginosa, com posterior degradação geoquímica, originando os nódulos ferruginosos de forma alinhada, como sugerem LUCAS et al. (1990).

Outra hipótese é a de que os nódulos ferruginosos situados na base da CC e misturados aos seixos de quartzo possam ser resultado de um acúmulo residual por erosão diferencial na formação, em uma possante fase de semiaridez, de uma antiga superfície de erosão que foi recoberta pelo material argiloso no processo de pedimentação que teria dado origem à CC. Neste caso, a couraça identificada na Rod. Luiz de Queiroz, fora da área de estudo, poderia ser mais recente do que aquela encontrada na base da CC (figura 10), o que estaria de acordo com a inclinação que a primeira apresenta no sentido de acompanhar, em parte, a topografia da vertente até aflorar na meia encosta. Por outro lado, o tamanho variável dos fragmentos ferruginosos, que chegam a ser blocos maciços de 20cm de

diâmetro, indicam que provavelmente a couraça tenha sido formada "in-situ", pois os seixos de quartzo e quartzito têm dimensões muito menores. Assim, supõe-se que a energia cinética do fluxo de massa que deu origem ao depósito argiloso não teria competência para transportar blocos dessa dimensão.

A 500m a oeste do local onde ocorre a couraça assentada sobre os diamictitos do Itararé, ou seja a 3000m do limite oeste da área estudada e seguindo pela Rodovia Luiz de Queiroz, ocorre um solo com 18,9% de  $Fe_2O_3$  e 5,6% de  $TiO_2$  (Latossolo Roxo). No barranco da rodovia observou-se que tal solo apresenta a uns 7 ou 8m de profundidade um espesso saprolito amarelado do diabásio com estrutura de alteração esferoidal, típica de tais rochas. A figura 12, mostra os teores de  $Fe_2O_3$  e  $TiO_2$  obtidos para amostras do horizonte Bw dos latossolos que ocorrem em posição de topo em locais a distâncias crescentes, no sentido oeste-leste (Piracicaba-Santa Bárbara d'Oeste), do "sill" de diabásio identificado abaixo do Latossolo Roxo até o limite leste da área de estudo.

Observando a tendência dos resultados para  $Fe_2O_3$ , percebe-se nítido decréscimo já a partir da não ocorrência do saprolito de diabásio sob o solo, a 500m do primeiro ponto, local onde está a couraça assentada sobre o PCi. A medida que a distância aumenta, o teor de  $Fe_2O_3$  decresce linearmente, até atingir valores estáveis ao redor de 7%, na área de estudo. A mesma tendência ocorre com o a quantidade de  $TiO_2$  até o limite da área de estudo; a partir daí o comportamento do  $TiO_2$  difere do  $Fe_2O_3$ , pois continua decrescendo à medida que a distância aumenta. Tal comportamento sugere que a contribuição do diabásio diminua gradativamente a medida que aumenta a distância do "sill" (Figura 12).

Na hipótese de alteração "in situ" dos latossolos dos topos amostrados, essa variação não poderia ser gradual e sim abrupta, dada a natureza intrusiva do diabásio. O fato de o teor de  $Fe_2O_3$  manter-se ao redor de 7% nos latossolos vermelho-escuros da área em estudo, independentemente do aumento da distância do diabásio, pode ser explicado pela presença de pirita nos sedimentos marinhos que teriam dado origem a esses solos (Pi e Ptts). O que permanece sem explicação é a diminuição

gradativa do  $TiO_2$  a medida que aumenta a distância do diabásio, mesmo nos latossolos da área em estudo. Se pela alteração "in situ" é difícil explicar tal comportamento, o mesmo não ocorre se for considerado para o retrabalhamento de materiais do diabásio misturado com os produtos do intemperismo das rochas paleozóicas argilosas que existiram em posição mais elevada nas imediações da área em estudo. Dessa forma a contribuição do material retrabalhado, produto de alteração do diabásio, diminui a medida que a distância do material fonte aumenta (Figura 12).

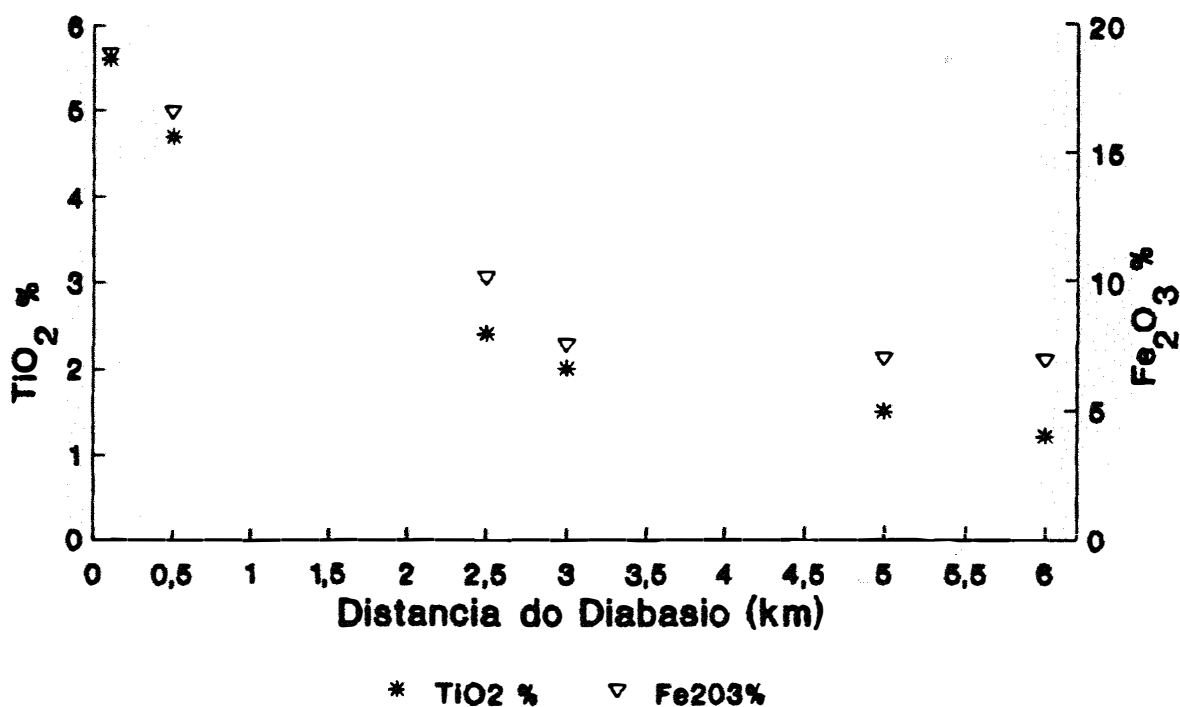


Figura 12. Teores de  $Fe_2O_3$  e  $TiO_2$ , de amostras do horizonte Bw de latossolos que ocorrem desde a área de estudo até a ocorrência do "sill" de diabásio mais próximo.

Em síntese, as observações convergem no sentido de apoiar a hipótese de formação de um grande colúvio sobre uma superfície de erosão muito extensa, a qual teria sido originada durante longa fase de

semiaridez, e cujo material fonte seriam no local os sedimentos pelíticos das formações Irati e Tatuí, contando com contribuições dos "sills" e diques de diabásio locais. A couraça teria se formado posteriormente, na zona de transição entre o colúvio e os sedimentos compactos, argilosos e de pequena permeabilidade. Com o entalhamento do vale ocorreu o endurecimento, e a partir de então a couraça se vê em constante processo de dismantelamento bio-geoquímico, produzindo os nódulos ferruginosos.

Reforçando a idéia de descontinuidade litológica entre a CC e as rochas subjacentes anteriormente apresentada e justificada pela natureza diversificada das rochas sobre as quais ela se assenta, a análise estatística da distribuição em profundidade das areias num perfil situado num dos topos elevados (toposseqüência da fazenda Morro Grande, perfil 1), mostrou uma mudança brusca a partir de 8m de profundidade (Figura 13).

Na base do material situado abaixo dos topos planos da colinas do vale, linhas de pedras foram constatadas. Sua composição é de seixos de quartzo, ferruginosos, de quartzito, de arenito, de siltitos, de sílex e até de diabásio, além de matacões de quartzito e gnaisses (estes residuais do intemperismo das rochas do Itararé que os contém). Constitue provavelmente um paleopavimento detrítico correspondente a uma das fases de semiaridez, apoiando a hipótese de formação de pedimento. A paleoforma pedimentar é sugerida ainda pelo formato e posição do topo de algumas colinas hoje erodidas em sua maior parte e esculpidas por eventos subsequentes. Depósitos de natureza semelhante foram datados através de termoluminescência por LICHTÉ (1990, 1991) em colinas com formato de "meias laranjas", comprovando a origem alóctone do material superposto à "stone-line" em solos derivados de gnaisses no Estado de Minas Gerais, o que concorda com a maior parte das interpretações dadas no sudeste brasileiro para esse tipo de evidência (TRICART, 1959; BIGARELLA & MOUSINHO, 1965a; Ab'SABER, 1966; PENTEADO, 1969; RANZANI et al. 1972; MODENESI, 1974; DEMATTÊ & HOLOWAYCHUK, 1977; LEPSCH, 1977; QUEIROZ NETO & JORNAUX, 1978).



#### 4.2.2. Depósitos de encosta.

No relevo de pequenas e suaves colinas do vale, diversos colúvios foram constatados em posição de ombro e meia encosta em diferentes vertentes. Estes colúvios foram identificados nas diferentes toposseqüências estudadas através do reconhecimento de linhas de pedras e sua origem alóctone foi apoiada por outras evidências observadas na investigação micromorfológica. Correspondem aos depósitos de "rampas de colúvio" (Rc) descritos por BIGARELLA et al. (1965a), PENTEADO (1976), MEIS (1978) e MELO & PONÇANO (1983), no Brasil Sudeste. Tais colúvios teriam sido formados por processos de solifluxão e de escoamento superficial.

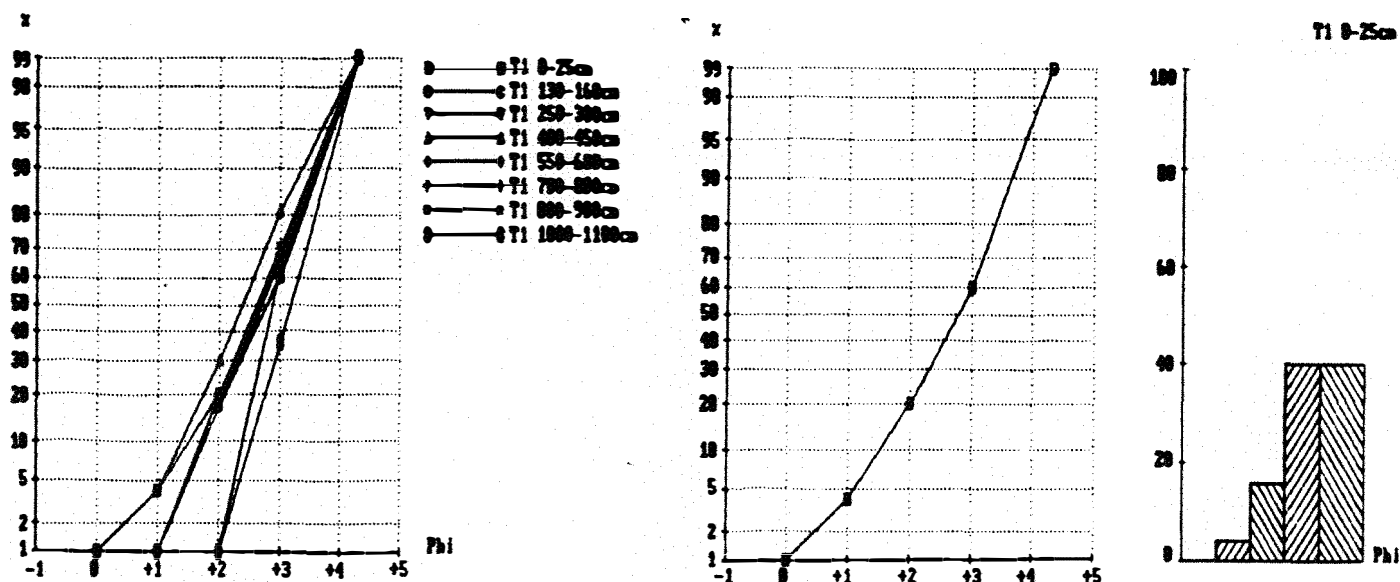


Figura 13. Distribuição estatística das areias no perfil T1. Os cálculos estão apresentados no apêndice 2).

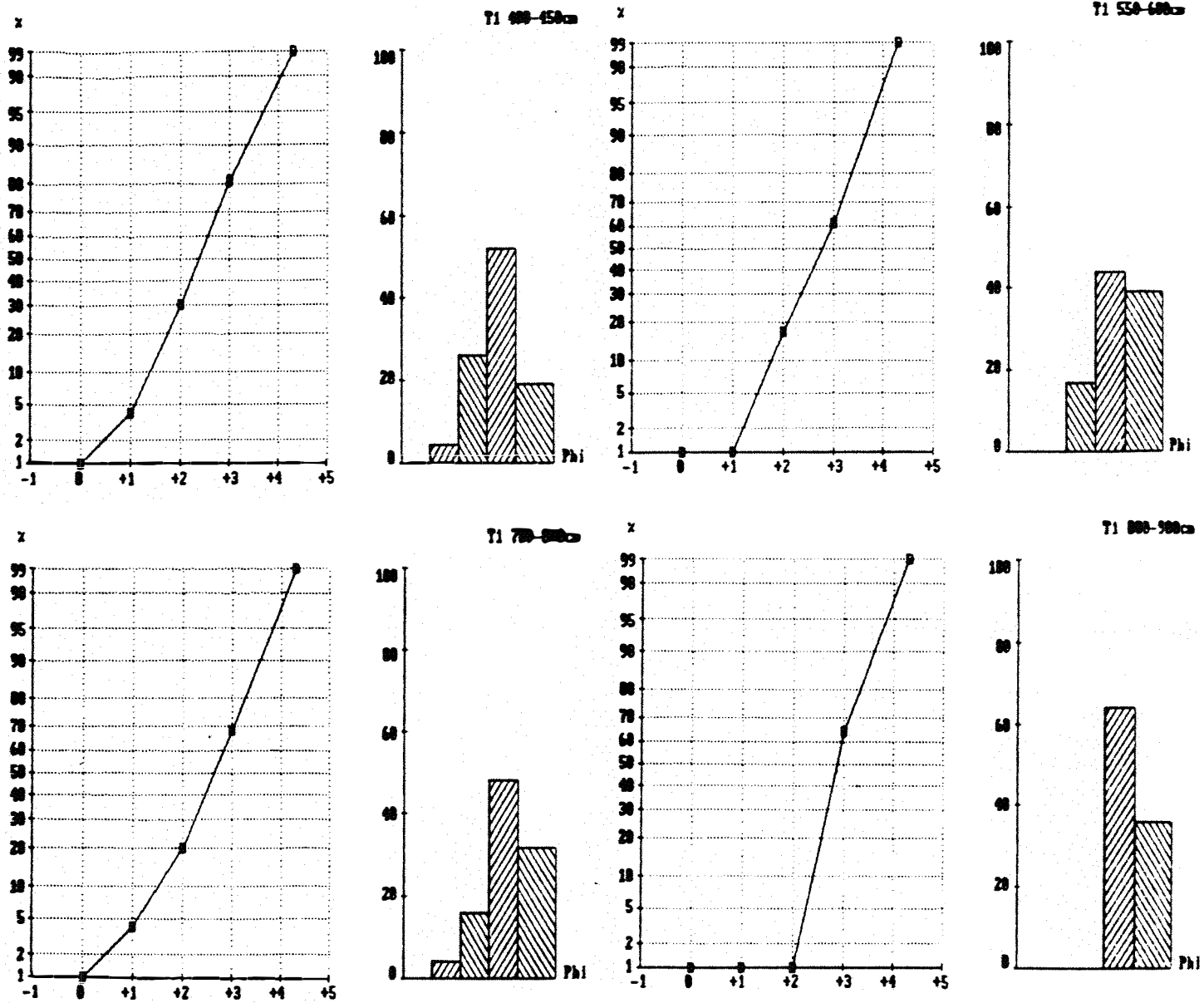


Figura 13. (Continuação). Distribuição estatística das areias no perfil T1. Os cálculos estão apresentados no apêndice 2).

#### 4.2.3. Níveis de terraços.

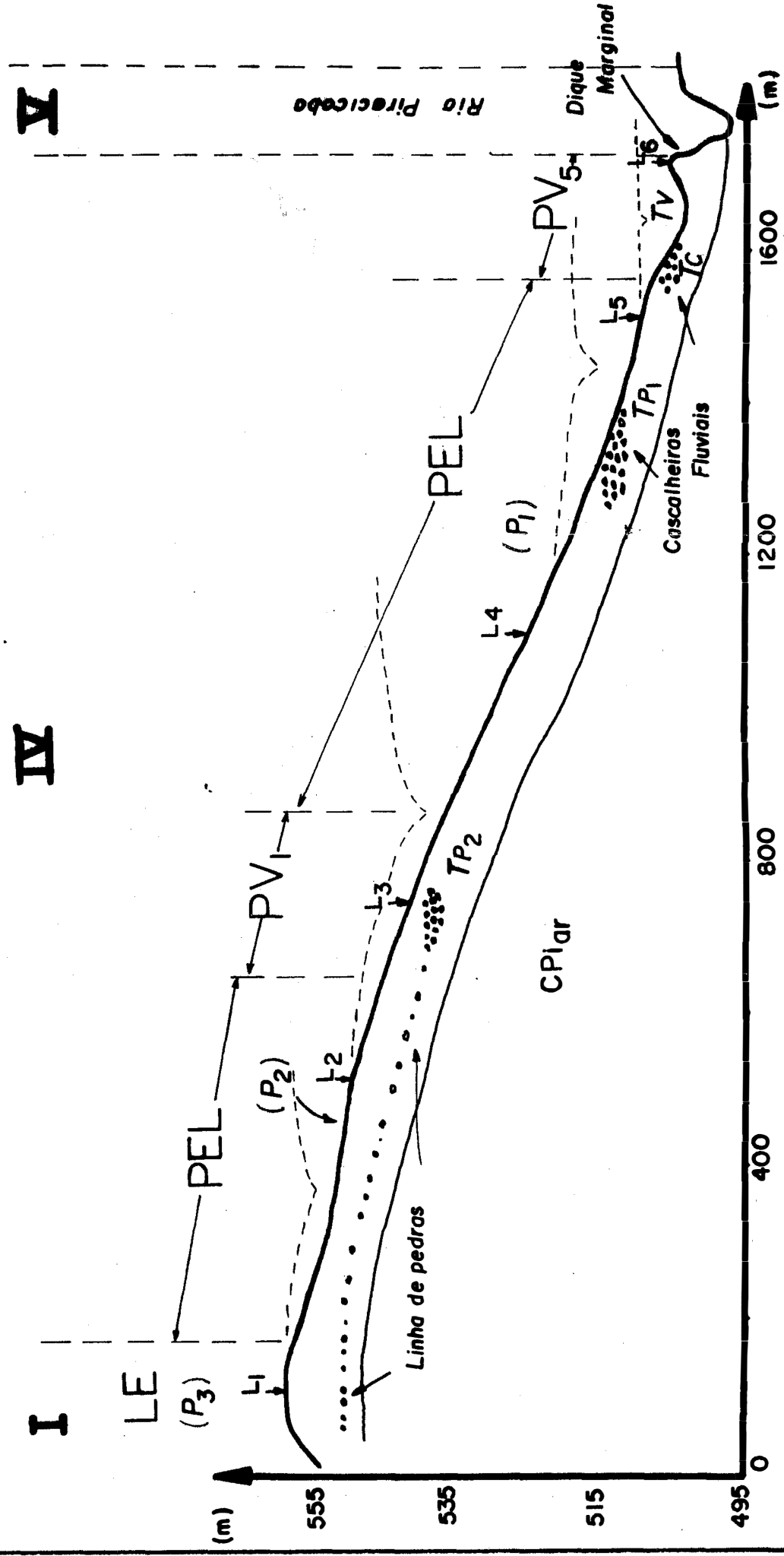
Na topossequência do Lobo foi possível identificar vestígios de antigos níveis de terraços, assim como formas e depósitos relativamente preservados dos níveis mais recentes. A topossequência tem grande importância nesse particular pois, sem interrupção de continuidade, as cascalheiras e formas mais ou menos reafeiçoadas dos diferentes níveis de terraços e pedimentos ocorridos após o Pd1-P3 (PENTEADO, 1968), puderam ser datadas relativamente entre si.

A figura 14 mostra os níveis de cascalho e as formas encontrados na topossequência do Lobo e a interpretação dada neste estudo a partir de correlação com os trabalhos de BIGARELLA & MOUSINHO (1965b) e de PENTEADO (1976).

Os colúvios, cascalheiras e a forma das superfícies na fazenda do Lobo correlacionam-se fortemente com os fatos geomórficos observados por PENTEADO(1976) em Rio Claro em vertentes do Rio Corumbataí.

O depósito de topo (perfil L1) seria um remanescente ou vestígio resultante do processo que deu origem ao pediplano Pd1 (ou pedimento P3), e provavelmente correspondeu à rampa mais inclinada próxima ao Rio Piracicaba (Figura 14), e que hoje não tem ligação com a superfície I. Esta interrupção se deu devido ao avanço da erosão causada pelos tributários de primeira ordem dos rios Piracicaba e Tijuco Preto, que confluem no local em sentidos opostos, havendo hoje algumas posições onde o divisor de águas representa apenas algumas dezenas de metros de largura.

No local onde o perfil L2 foi amostrado a forma do relevo sugere a existência de antigo pedimento (Figura 14), posterior ao P3 mais elevado e, portanto, correspondente ao P2. O depósito de cascalho encontrado no perfil L3 seria o nível alto de terraço entulhado ao final dessa fase semiárida e corresponde ao Tp2. Após nova fase úmida subsequente, outro período seco se instalou e deu origem ao pedimento P1 com seu respectivo nível de terraço Tp1, este marcado por grande cascalheira deixada pelo rio Piracicaba no local e em outras posições da



### LEGENDA

- I, IV & V: Superfícies geomórficas.
- (P<sub>3</sub>), (P<sub>2</sub>), (P<sub>1</sub>): Níveis e/ou vestígios de pedimentos.
- Tp<sub>2</sub>, Tp<sub>1</sub>: Vestígios de terraços contemporâneos a P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub>, respectivamente.
- T<sub>v</sub>: Terraço contemporâneo à superfície IV.
- T<sub>c</sub>: Nível de terraço anterior ao T<sub>v</sub>
- - - - - : Nível hipotético de entalhamento do rio Piracicaba em fases anteriores ao atual.
- CPI<sub>ar</sub>: Arenitos e diamictitos arenosos da Formação Itararé,
- L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub>, ...L<sub>6</sub>: Perfis amostrados.

Figura 14. Topossequência da fazenda do Lobo.

área estudada ao redor da cota 520-525m (fazendas Também e Santa Fé), e entulhada por colúvio durante essa fase semi-árida.

A cascalheira aflorante e observada abaixo do perfil L5 está ao redor de 6m acima do nível da várzea atual e corresponderia ao nível Tc1, cujo colúvio (Rc) é material de origem do perfil L5. O último nível de cascalho está no leito do Rio atual e supostamente na base dos depósitos aluviais da várzea (Tv) ali existente (Figura 14).

Outros estudos feitos na Depressão Periférica também apontam para ocorrência semelhante de níveis de baixos terraços com cascalhos (CHRISTOFOLETTI & PENTEADO, 1970; DIAS FERREIRA et al., 1975; QUEIROZ NETO & JORNAUX, 1978). O fato de que diferentes trabalhos sobre diversos tipos de embasamento sedimentar, terem apontado para níveis semelhantes de depósitos de cascalho em posição de antigos terraços fluviais, reforça a hipótese de tratar-se de fenômeno de ocorrência regional e, provavelmente, com causa comum.

Apesar do reafeiçoamento da paisagem, causado pela fases úmidas que se alternaram com as fases secas, o resultado final seria a forma atual suavemente inclinada da vertente do Lobo. A preservação dessa área em relação ao restante do vale deve-se ao fato de a vertente seguir a linha do divisor de águas entre o rio Piracicaba e seu afluente principal no local, ribeirão Tijuco Preto. Nas áreas mais distantes do divisor de águas a cobertura argilosa cenozóica foi removida devido à ação erosiva dos cursos d'água da rede de drenagem instalada há muito mais tempo, provocando o recuo das vertentes.

Por outro lado, a presença de uma cobertura pédica argilosa, profunda e porosa, originada do retrabalhamento de um material possivelmente já latossolizado, que se assentou sucessivamente sobre a superfície de erosão, deixada sobre os arenitos do Itararé, favoreceu a estabilidade dessa vertente. Por essas razões boa parte dos vestígios da história geomorfológica do vale foram preservados na vertente do Lobo, ao contrário dos locais onde os sedimentos do Itararé foram expostos (També e vale do Tijuco Preto) e os solos arenosos resultantes da pedogênese desse material, foram mais erodidos.

Apesar de existirem diferentes interpretações para as linhas de seixos, a coincidência dos níveis encontrados em Tupi com aqueles descritos por PENTEADO (1976) em Rio Claro (SP), a aproximadamente 50Km de distância, assim como as evidências observadas na micromorfologia dos perfis, indicam que o modelo de PENTEADO (1976), adaptado de BIGARELLA et al. (1965a), ajudam a entender a geomorfologia da área e, portanto, a distribuição dos solos na paisagem.

Eventualmente, algumas linhas de seixos encontradas podem ter sido influenciadas pela ação biológica, como sugerem MIKLOS (1992) e DIJKERMAN & MIEDEMA (1988). Porém essa influência deve ter sido no remanejamento de alguns seixos de forma localizada e a curta distância. A afirmação de MIKLOS & MIOQUE (1993) de que as linhas de seixos na área de Botucatu, onde os solos acima da linha têm forte litodependência com o substrato abaixo da linha, são de origem totalmente biológica, não pôde ser feita na área estudada, pois em boa parte dos casos esta linha de seixos coincidiu com formas de relevo, que indicaram remanescentes de antigos níveis de terraços, ou porque houve várias evidências de coluvionamento observadas no exame micromorfológico.

#### 4.3. Superfícies geomórficas e a evolução do relevo.

Foram identificadas e mapeadas cinco superfícies geomórficas (Figura 15). A área de ocorrência de cada superfície está representada na tabela 2.

A superfície I é representada por um platô que ocupa as posições mais elevadas da paisagem. Com declividades menores do que 2 a 3% e sem ocorrência de sulcos de drenagem, a superfície I situa-se sobre uma profunda e porosa cobertura pédica, com grande capacidade de infiltração de água, o que, aliado à topografia plana e à cobertura vegetal original, confere-lhe alto grau de estabilidade. Suas altitudes variam de 590 a 605m e aparentemente mostra leve mergulho em direção ao rio Piracicaba no sentido S -> N.

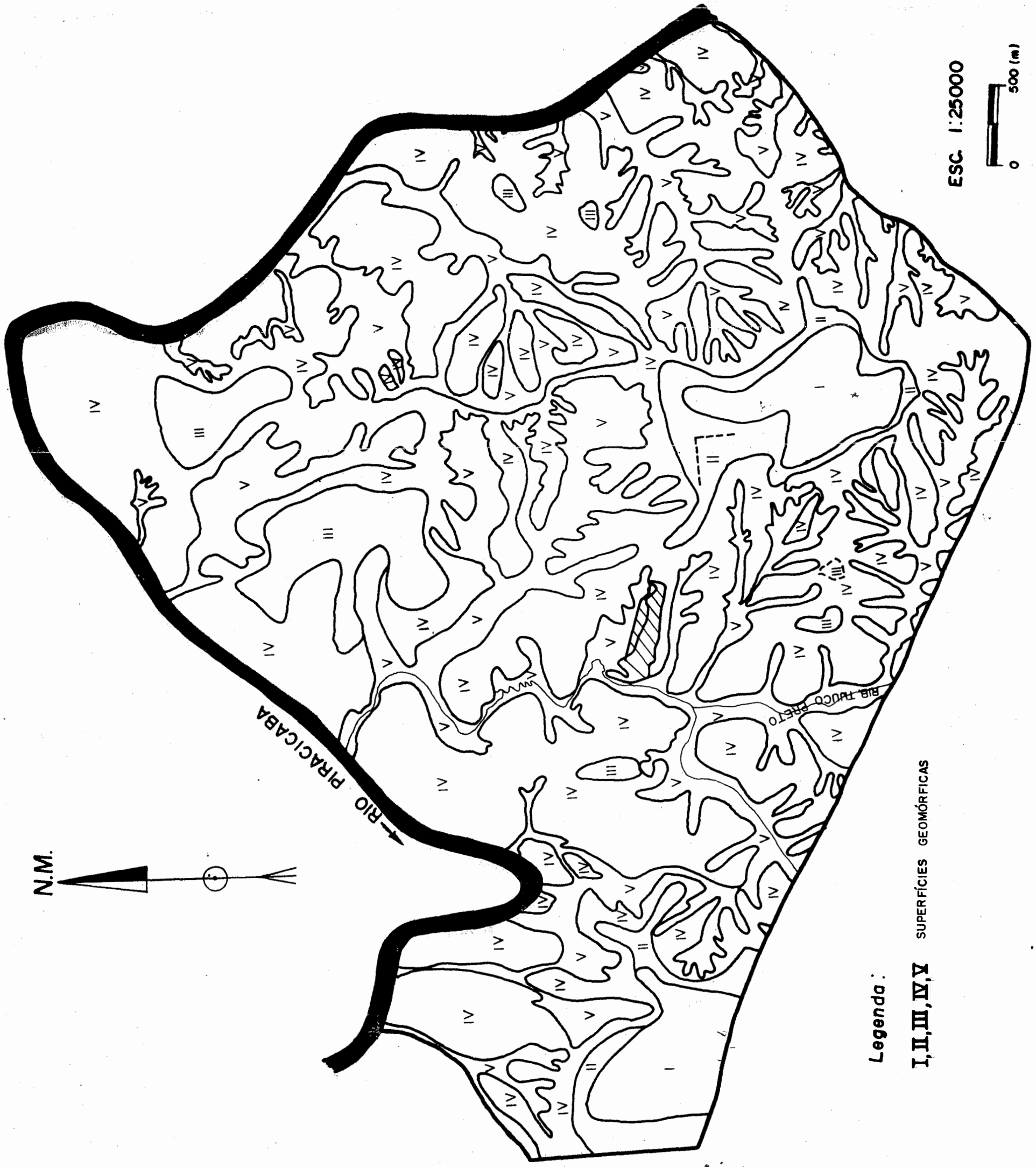


Figura 15. Mapa de superficies geomórficas.

Legenda:  
 I, II, III, IV, V SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS

ESC. 1:25000

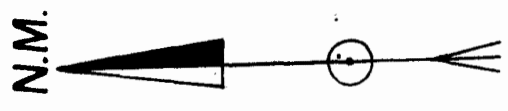


Tabela 2. Área de ocorrência das superfícies geomórficas.

Superfície	Área (ha)	% da área Total
I	103	4,5
II	94	4,0
III	102	4,5
IV	1332	59,0
V	667	28,5

A posição mais elevada na paisagem, sendo esta superfície o mais alto divisor de águas entre o Piracicaba e o Ribeirão Tijuco Preto no local, indica ser a superfície I o remanescente da superfície mais antiga no local. Pelas características do depósito subjacente e altitude, deve-se correlacionar com a superfície Rio Claro (ou Neogênica II), descrita nos estudos de PENTEADO (1968 e 1969) e que corresponde ao ciclo Paraguaçu de KING (1956), fazendo parte de um provável pediplano (Pd1-P3) que existiu na bacia do Rio Piracicaba, contemporâneo àquele descrito pela autora para a bacia de Rio Claro e que, como a própria define, "não é local porquanto os processos morfoclimáticos foram extensivos e atuaram em toda a província sedimentar do Estado" .

É muito provável que o nível de base regional fosse dado nesse tempo pelo próprio Rio Piracicaba, o que explicaria o mergulho observado da superfície I em sua direção. Após longa fase semiárida, provavelmente datada do pleistoceno médio, surgiu o pediplano P3-Pd1. Trata-se de superfície de erosão entulhada no local por sedimentos argilosos provindos do intemperismo das rochas permianas do Irati e Tatuí superior, com influência localizada de alteração de diques de diabásio. Nas



proximidades dos rios de então (Piracicaba e Tijuco Preto), possivelmente a superfície era ligeiramente mais inclinada e os níveis de cascalhos deixados pelo rio acabaram por ser entulhados por material aluvial, formando o nível de terraço TP3, uma vez que os cursos d'água sofreram sobrecarga de sedimentos (Figura 16a).

A superfície II ocorre nas bordas dos dois platôs descritos neste trabalho. Assim como a superfície I, também não apresenta sulcos de drenagem, porém tem declividades maiores (3 a 7%). Provavelmente trata-se de superfície erosional que surgiu com o entalhamento do grande pediplano da superfície I, numa mudança para clima mais úmido, onde a erosão linear é mais atuante (BIGARELLA et al., 1965). Na formação da superfície II o entalhamento do depósito de pedimento da superfície I parece ter alcançado parcialmente as rochas subjacentes do Pts. Este entalhamento se deu preferencialmente seguindo as linhas de falhamento do assoalho paleozóico, dando início à rede de drenagem que atualmente existe no local.

A superfície III não é articulada diretamente com a superfície II. Trata-se de superfície de pedimentação, que pode ter sido tanto erosional como deposicional num perfil de agradação, provavelmente vestigial de uma fase de semiaridez menos intensa que a que deu origem à superfície I, datada provavelmente do pleistoceno médio (PENTEADO, 1968), mas que provocou intenso processo de erosão areolar, com recuo das vertentes e formação de depósitos e superfícies pedimentares (P2) e níveis intermediários de terraços pedimentados (TP2) com pequeno declive. Remanescentes desta superfície foram mapeados em pequenos morros de altitude em torno de 550m, cujo embasamento geológico é formado por arenitos e diamictitos da formação Itararé.

Após nova oscilação para clima úmido, e durante o pleistoceno superior, ou no limite pleistoceno-holoceno (PENTEADO, 1968), nova fase semiárida se instalou, acelerando o recuo de vertentes e promoveu novamente a pedimentação dos níveis mais baixos, surgindo os baixos pedimentos e baixos terraços de cascalhos (P1 e Tc1 respectivamente), dos quais foram identificados alguns patamares não estruturais (Figuras 18 e

19) reafeiçoados e vestígios na forma de cascalheiras e colúvios (Figura 14 e 19).

O entalhamento das superfícies III, II, I e de outras que possam eventualmente ter existido e não deixaram remanescentes, promoveu o surgimento da superfície IV. É esta superfície que domina a paisagem local ocupando 60% da área de estudo. Trata-se, muito provavelmente, de superfície predominantemente erosional, com segmentos deposicionais nos sopés, compreendendo declives coluviais e aluviais. A declividade oscila de 5 a 25%, em colinas de amplitude variável, com vertentes de perfil retilíneo ou convexo. A altimetria varia de 505 a 580m e é nesta superfície que se percebem grande número de sulcos de erosão e voçorocas ativos, que expõem o substrato formado por arenitos, siltitos e diamictitos do CPI e, em menor proporção, os siltitos do Ptt.

A superfície IV apresenta segmentos de vertente variados, como são o ombro, a meia encosta, o sopé, o tálus e o declive aluvial ou "terraço" (DARLYMPLE et al. 1968). Os terraços do Rio Piracicaba e do Ribeirão Tijuco Preto, constituem planícies de inundação destes cursos d'água, sendo que não sabemos se atualmente são inundados nos períodos das maiores enchentes, o que levaria a classificar estas várzeas como superfícies mais recentes que a IV. Outra evidência é a de que a superfície IV grada suavemente para a superfície da várzea, sugerindo contemporaneidade, sendo a atual superfície da várzea resultado de um processo alternado de coluvionamento e deposição aluvial.

Outro aspecto morfológico importante da superfície IV é a ocorrência freqüente de patamares escalonados, com ruptura de declive que à primeira vista pode sugerir a ocorrência de fases sucessivas de pedimentação. Esta interpretação foi descartada para a maior parte destas ocorrências em favor da hipótese de controle estrutural (LEPSCH, 1977; ROSS, 1991), dado pelos sedimentos do Ptt. Tal feição fisiográfica é inclusive utilizada em mapeamentos geológicos para identificar as áreas de ocorrência desta formação (SOUZA FILHO, 1992). A superfície IV articula-se diretamente com todas as demais superfícies, inclusive com a superfície I (no platô da parte oeste da área), e margeia a maior parte

das superfícies II e III.

Com o processo atual de ravinamento e reentalhe fluvial surge a superfície V, que inclui, além das ravinas e voçorocas que ocorrem em toda a área, o atual curso das vias de drenagem e as superfícies que gradam diretamente para estas, tais como as escarpas e depósitos aluviais recentes do ribeirão Tijuco Preto. Esta superfície é predominantemente erosiva, com segmentos deposicionais no sopé de algumas encostas onde o processo de erosão foi acelerado pela ação antrópica no período pós-colonização européia, gerando uma carga de sedimentos considerável em alguns segmentos de microbacias, com dois ou três metros de espessura (depósitos tecnogênicos). O assoreamento recente do leito do Ribeirão Tijuco Preto com posterior reentalhe dos sedimentos por este curso d'água, é evidente nas imediações da sede da fazenda Morro Grande, onde existem depósitos aluviais de 2 a 3m de espessura.

A superfície V articula-se diretamente com a superfície IV, tendo alguns locais de contato com as superfícies II e III na porção oeste da área.

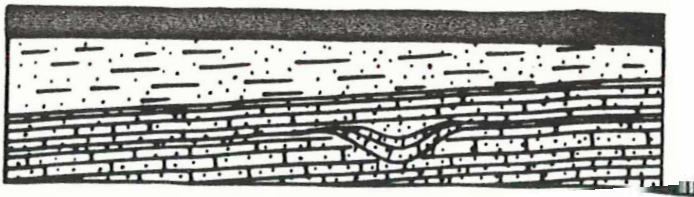
Seguindo os princípios de DANIELS et al. (1971) e as observações de HALL(1983), a superfície I é considerada a mais velha de todas porque está acima das demais superfícies e também porque não grada para nenhuma superfície mais elevada. A superfície II é mais jovem que a superfície I porque a corta. Na mesma linha de raciocínio, considera-se que a superfície IV é mais jovem que a superfície III, porque corta esta superfície. A superfície V é a mais jovem de todas pois corta as superfícies II, III e IV, e porque grada diretamente para os atuais cursos d'água. A superfície IV é mais jovem que a II, pois em vários locais é diretamente articulada com esta e a corta. Devido ao fato de II e III não serem diretamente articuladas, não foi possível estabelecer se a superfície II é mais antiga do que a superfície III e vice versa.

Por outro lado, a aplicação rigorosa do conceito de superfície geomórfica de Ruhe, utilizado por DANIELS et al. (1971), onde esta é definida no espaço e no tempo, o que pressupõe estabilidade das superfícies, causa um problema no mapeamento de superfícies que estão

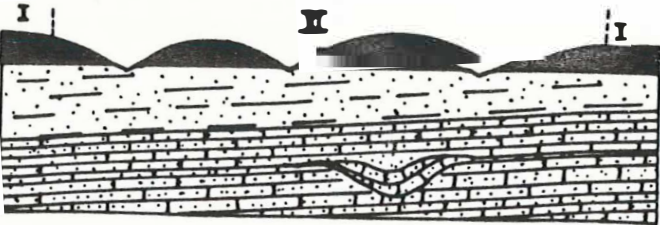
sofrendo erosão intensa após o desmatamento e ocupação pelo homem. Este é o caso da superfície IV, que contém solos de alta erodibilidade e que estão submetidos a um uso intensivo sem práticas adequadas de controle de erosão. Nessa superfície ocorrem ravinas e voçorocas (já transformados em braços da superfície V) em grande quantidade. Além dos processos de erosão linear, processos de erosão em lençol são muito ativos, diminuindo a espessura do solo e transformando continuamente a superfície que não pode ser mapeada a não ser como IV.

A seqüência da figura 16 mostra a evolução hipotética do relevo. Os modelos de Davis (KING, 1963; YOUNG, 1972; YOUNG & YOUNG, 1974), de Penck (KING, 1963; YOUNG, 1972), de KING (1963) e de Hack (DANIELS & HAMMER, 1992) não poderiam explicar certos aspectos da paisagem. A presença de remanescentes nos topos planos (superfície I) contraria o modelo de Davis; o recuo de vertentes por reposição proposto por Penck, prevê um aplainamento de baixo para cima, não sendo possível a manutenção dos topos das colinas intermediárias (superfície III).

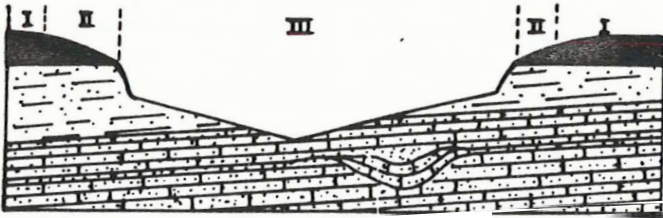
O modelo proposto por King (KING, 1963; YOUNG, 1972) sugere erosão em grau semelhante em todos os compartimentos da vertente, mantendo-se o grau de inclinação da escarpa e o comprimento de todos os segmentos, exceto o da concavidade basal da vertente que vai aumentando gradativamente, resultando num recuo paralelo das antigas vertentes. Esse mesmo recuo já previsto no modelo de Penck ocorre, mas não de forma paralela, e sim de acordo com a maior ou menor facilidade para incisão dos canais de drenagem, os quais no modelo de Ruhe (RUHE et al. 1967) comandam o avanço do recuo das vertentes. Tal modelo parece explicar melhor a paisagem de Tupi, onde alguns cursos d'água se instalaram fora e outros dentro das linhas de falhamento, assim como alguns cortam material mais brando do Itararé e outros correm sobre as rochas duras do Tatuí inferior.



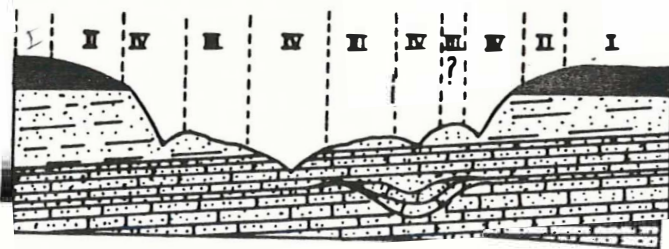
Fase 1: Semiáridez intensa dando lugar ao pediplano Pd1 (ou pedimento P3) que corresponde a superfície I.



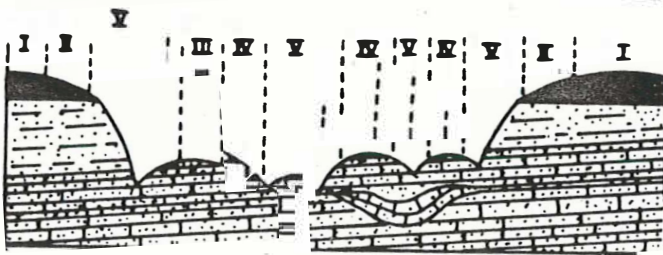
Fase 2: Clima úmido com pedogênese intensa e entalhamento da superfície I, gerando a superfície II.



Fase 3: Retomada a de clim semiárido com intensa formação do pedimento P2 (superfície III)



Fase 4: Fase úmida, pré-atual es que vestígios das fas anteriores. Entre a fase 3 e deve ter havido alternância sucessiva de climas semiáridos e úmidos de pequena duração. Formação da superfície IV.



Fase 5: Clima úmido atual, que promoveu o reentalhamento do vale e da superfície IV gerando a superfície V.

■ Cobertura Cenozóica (vermelha e argilosa)

▤ Siltitos, argilitos e arenitos finos da Formação Tatui (Ptt) e diamictitos da Formação Itararé (CPI)

▥ Arenitos, lamitos

Figura 16. Seqüência hipotética de evolução do relevo.

Onde os canais avançaram mais a superfície I deixou de existir, ilhando o "Morro Grande" (Figura 16c).

As ideias de DARLYMPLE et al. (1968), parecem se aplicar ao entendimento da evolução de alguns segmentos das pequenas colinas, das várzeas e da vertente do Morro Grande. No modelo das nove unidades alguns segmentos sofrem maior erosão, outros têm pedogênese mais acentuada e há os que são preferencialmente deposicionais. Tal modelo permitiu compreender a distribuição de colúvios e os processos pedogenéticos comandados pela hidrologia de cada segmento.

De acordo com a interpretação aqui sugerida, a evolução da paisagem adaptou-se mais ao modelo sugerido por BIGARELLA et al. (1965) e adotado por PENTEADO (1976), a partir das ideias de Holmes, onde as alternâncias climáticas ocorridas durante o quaternário teriam sido responsáveis pela morfogênese em condições muito distintas em cada fase. Ao modelo combinaram-se as ideias de Ruhe (RUHE et al. 1967) de recuo de vertente e as de DARLYMPLE et al. (1968), no controle dos processos em cada segmento de vertente. Tal procedimento está de acordo com DANIELS & HAMMER (1992), que não aconselham a adoção de um modelo único para a interpretação da evolução do relevo, mas ao mesmo tempo indicam que as ideias de Ruhe têm obtido bons resultados, independentemente das condições de clima e geologia (DANIELS & GAMBLE, 1967; DANIELS et al. 1970; GILE & HAWLEY, 1966; GILE, 1975a, 1975b).

Certamente a erosão geoquímica (TARDY, 1990) deve ter tido importante participação na evolução do relevo conforme sugerem os trabalhos da equipe de Millot ( MILLOT, 1977; BOCQUIER et al. 1977; BOULET et. al., 1977; NAHON & MILLOT, 1977; CHAUVEL et al. 1977; MILLOT, 1982), principalmente da forma, como sugerem PELLERIN & QUEIROZ (1992), aumentando a erodibilidade dos materiais e ocasionando eventuais embaciamentos localizados, influenciando afinal os processos de retirada de material pela erosão hídrica. Ao contrário dos trabalhos de FILIZOLA & BOULET (1993a e b), desenvolvidos em área sobre arenitos terciários no Estado de São Paulo, não foi possível neste trabalho estudar e dimensionar o real efeito dos processos geoquímicos sobre a evolução da

paisagem. Por outro lado os fatos geomórficos observados como 5 superfícies articuladas com diferentes idades, depósitos superficiais e os diferentes níveis de terraços, permitiram uma interpretação da evolução da paisagem com predominância dos processos físicos de erosão.

A influência da tectônica local parece estar mais relacionada ao controle da rede de drenagem. Diversas foram as observações de falhamentos normais com rejeitos variáveis de 2 a 30m, onde os cursos d'água se instalaram preferencialmente. Não foi possível avaliar se a tectônica ressurgente (HASUI, 1990) teve papel importante na evolução do relevo. Entretanto, o número elevado de falhamentos observados no assoalho paleozóico local aponta para a indagação não respondida neste trabalho, qual seja saber se movimentos existiram durante o quaternário na região por tectônica ressurgente. O fato de não ter sido observada nenhuma anomalia na distribuição dos solos nas diferentes superfícies, parece ser um indicador de que, se existiram esses movimentos durante a evolução do relevo local, foram de pequeno porte e localizados, não influenciando significativamente na distribuição dos solos na paisagem.

A compartimentação do relevo em cinco superfícies geomórficas distintas concorda com o trabalho de LEPSCH (1977), que utilizou o mesmo conceito de superfície e critérios de separação destas, numa área do Planalto Ocidental Paulista, embora haja diferenças entre as características fisiográficas na superfície III, sendo esta última muito extensa em Echaporã. Nesse trabalho a linha de raciocínio utilizada na interpretação para a origem dessas superfícies também concorda com o modelo de BIGARELLA et al. (1965), que se baseia na alternância climática ocorrida durante o quaternário.

Seguindo a mesma metodologia de DANIELS et al. (1971) usada no trabalho de LEPSCH (1977) e no presente trabalho, LÔBO (1984) separou seis superfícies geomórficas numa área a 15Km de distância da área em estudo. O autor separou o topo quase plano do divisor de águas entre o rio Piracicaba e o ribeirão Piracicamirim em duas superfícies, razão pela qual o modelo tem uma superfície a mais. Embora a numeração das superfícies não concorde com o presente trabalho, ambos apresentam segmentos de vertente

semelhantes, havendo ainda a provável participação de controle estrutural num dos terraços descrito como superfície V, onde um bloco falhado de diabásio controla a forma da superfície, o que diminuiria o número de superfícies para 5.

#### 4.4. Solos.

##### 4.4.1. Mapa semidetalhado.

Foram identificadas onze unidades de mapeamento, as quais estão indicadas na legenda do mapa da figura 17.

Através do sistema GMAP foram computadas as áreas de ocorrência de cada unidade de mapeamento (Tabela 3).

Tabela 3. Unidades de mapeamento de solos e respectiva área de ocorrência.

Unidade	Área	% da área total
Li	867	37
PV1	582	25
PV3	451	19
LE	130	6
PE	120	6
PV2	96	4
PEL	80	4
PV5	44	2
G	27	1
C	3	<1



### LEGENDA

- LE Latossolo Vermelho-Escuro álico ou distrófico, A moderado, textura muito argilosa.
- PEL Podzólio Vermelho-Escuro Latossólico álico ou distrófico, Tb, A moderado textura média/argilosa.
- PE Podzólio Vermelho-Escuro álico ou distrófico, Tb, A moderado, textura argilosa/muito argilosa ou média/argilosa.
- PE2 Podzólio Vermelho Escuro álico, Tb, A moderado, textura média.
- PV1 Podzólio Vermelho-Amarelo álico, Tb, A moderado (com A+E espesso ou não), abrupto, textura arenosa/média.
- PV2 Podzólio Vermelho-Amarelo álico ou distrófico, Tb, A moderado, textura média/argilosa.
- PV3 Associação Podzólio Vermelho-Amarelo álico ou distrófico, Tb, A moderado, textura arenosa/média/pouco profunda ou não + Solos Litólicos indiscriminados substrato arenitos, siltitos e diamictitos da formação Itararé.
- PV4 Podzólio Vermelho-Amarelo álico, Tb, A moderado, textura média.
- PV5 Podzólio Vermelho Amarelo álico, Tb, A moderado, textura média/argilosa, fase moderadamente drenado.
- Li Associação de solos litólicos e cambisolos indiscriminados substrato siltitos e arenitos do grupo Tubarão e podzólios vermelho-amarelos textura arenosa/média ou média/média, fase pouco profundo.
- C Cambissolo eutrófico ou oligotrófico, textura média ou argilosa, A moderado, substrato sedimentos aluviais.
- G Gleissolos indiscriminados.

- I → Topossequência da Fazenda Morro Grande.
- II → Topossequência da Fazenda També.
- III → Topossequência da Fazenda do Lobo.

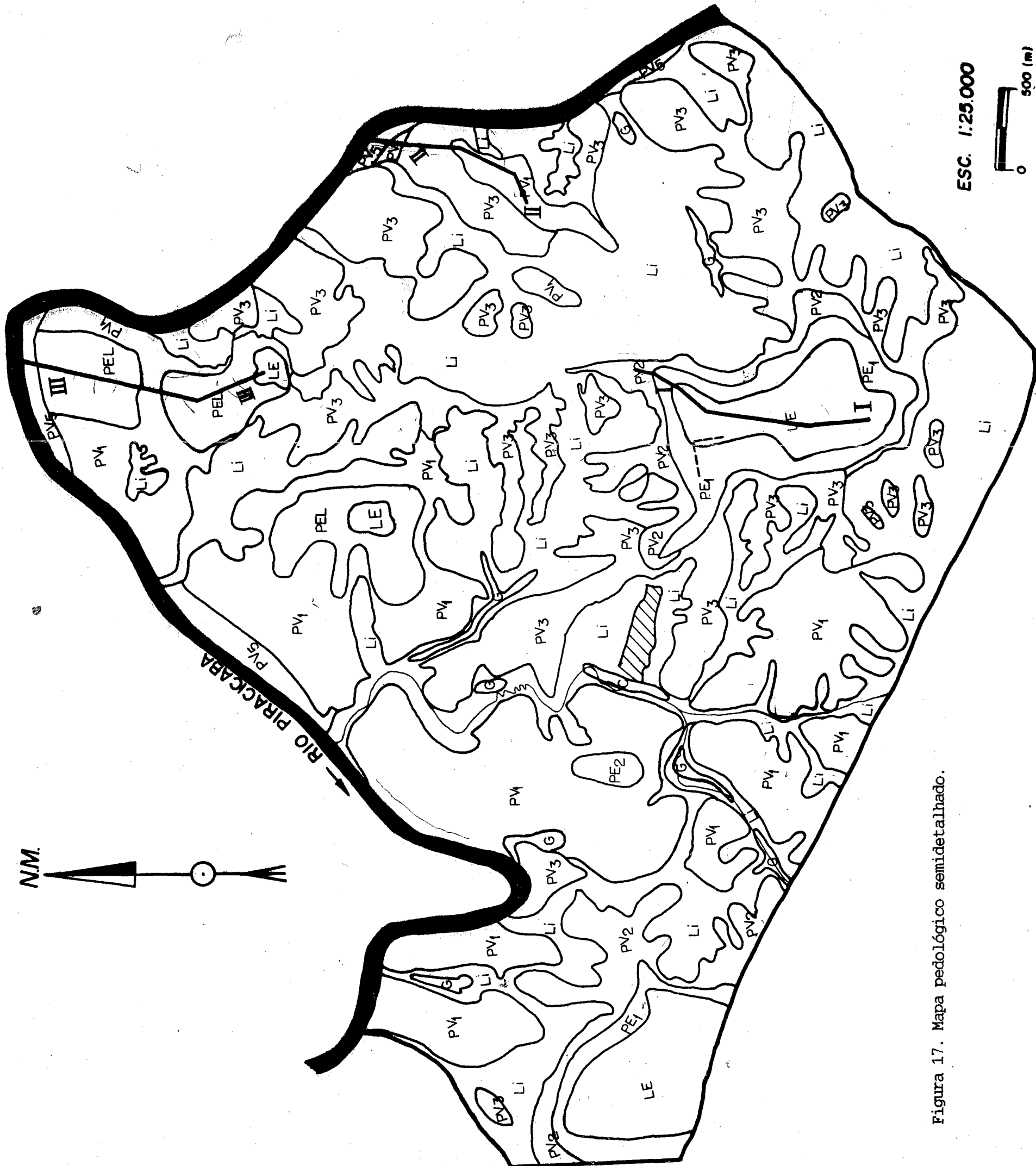
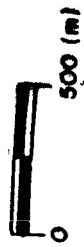


Figura 17. Mapa pedológico semidetalhado.

ESC. 1:25.000



Observando-se a tabela 3, nota-se a dominância de solos podzólicos e litólicos na área, desenvolvidos das rochas do grupo Tubarão ou de depósitos superficiais provenientes do remanejamento de seus materiais. Os depósitos argilosos da CC são material de origem dos LE e da maior parte dos PE. Estes últimos em alguns locais talvez possam ter sido desenvolvidos da alteração de algumas rochas do Ptts.

Podzólicos vermelho-amarelos moderadamente drenados (PV5), cambissolos substrato sedimentos aluviais e gleissolos ocupam as várzeas ao longo dos cursos d'água. As maiores várzeas estão situadas às margens do rio Piracicaba e as de menor porte no ribeirão Tijuco Preto.

#### 4.4.2. Morfologia dos solos nas 3 toposseqüências.

As 3 toposseqüências escolhidas situam-se em propriedades distintas, as quais lhes emprestam o nome para fins de identificação:

- a) Toposseqüência da fazenda Morro Grande.
- b) Toposseqüência da fazenda Também
- c) Toposseqüência fazenda do Lobo.

O mapa de solos (Figura 17), apresenta a localização e direção de cada uma das toposseqüências. A seguir, relatam-se resumidamente os resultados das descrições morfológicas e das análises de laboratório feitas em amostras coletadas nos perfis cujos resultados completos estão no Apêndice 3. Serão também discutidas as principais hipóteses sobre os processos pedogenéticos atuantes em cada sistema. Tais hipóteses serão novamente discutidas por meio do confronto dos dados obtidos nas análises micromorfológicas no capítulo 4.4.3.

##### 4.4.2.1 Toposseqüência da fazenda Morro Grande.

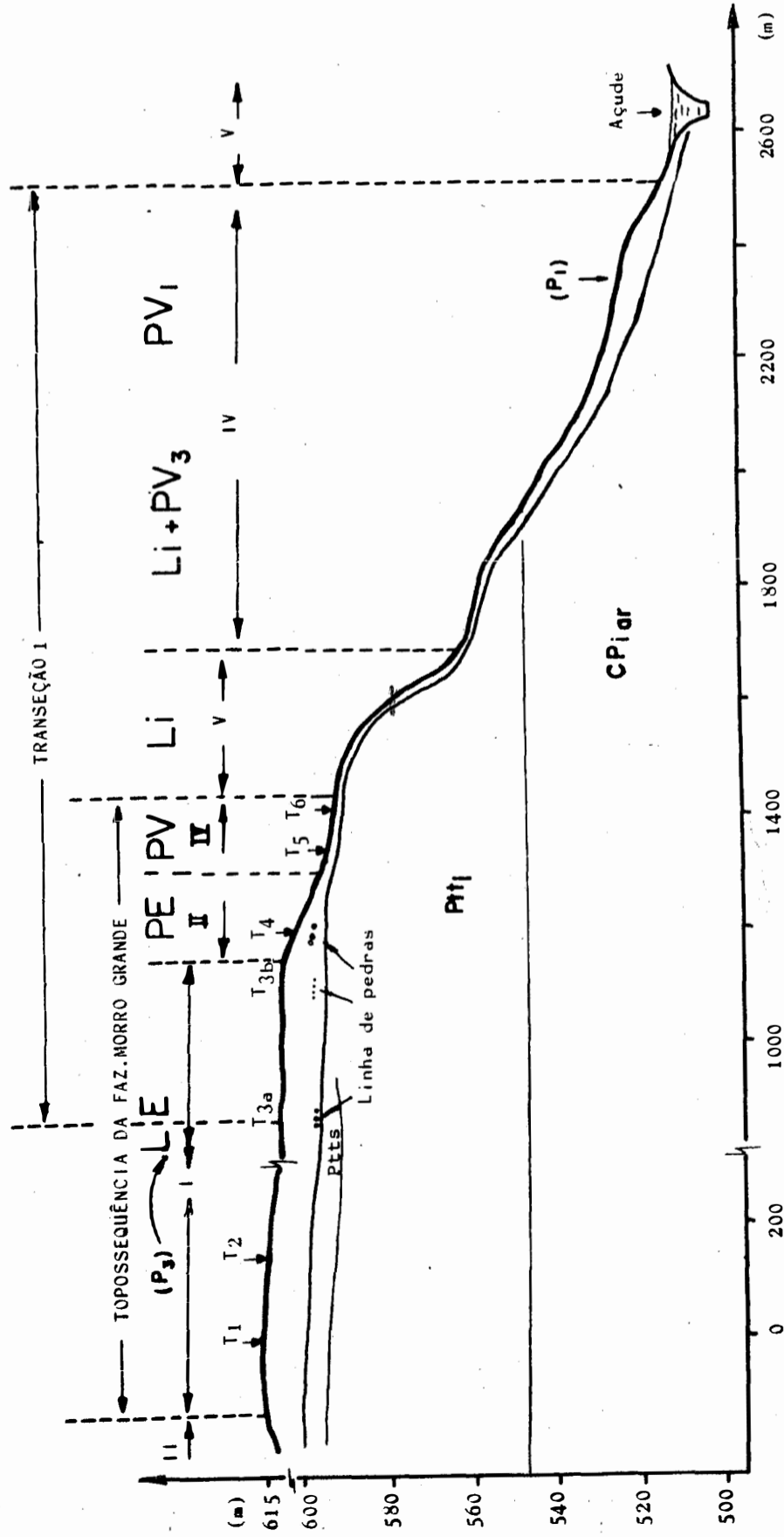
A toposseqüência compreende parte das superfícies I e II, nos segmentos topo (I), ombro (II), meia encosta (II) e sopé (II) (Figura 18).

Os perfis locados na superfície I, T1, T2, T3a e T3b foram

classificados como Latossolo Vermelho-Escuro textura muito argilosa. Ao redor de 80 a 100cm inicia-se um horizonte B latossólico muito espesso e de forte microagregação. Nos quatro perfis examinados, entre o horizonte Ap e o Bw, ocorre um horizonte BA com blocos subangulares de tamanho de 2 a 5cm, de consistência friável e com cerosidade moderada comum, concentrando-se principalmente nas paredes dos agregados. A atividade biológica é muito evidente tanto no horizonte B como principalmente neste horizonte BA, sendo comum a presença de crotovinas (preenchidas por material solto granular) e pedotúbulos.

A partir do ombro (início da superfície II), o solo foi classificado como um Podzólico Vermelho-Escuro. A estrutura do horizonte B deixa de apresentar microagregados, sendo formada por agregados em forma de blocos subangulares e prismas de tamanho de 2 a 3cm, com grau forte de agregação. A cerosidade reveste preferencialmente as paredes verticais e oblíquas dos agregados, sendo descrita como forte e comum. A uma profundidade de 120 a 140cm aparecem seixos esparsos de quartzo e quartzito com 1 a 2cm de diâmetro, juntamente com nódulos argilosos de mesma dimensão. Também neste perfil a atividade biológica é bastante evidente através de galerias biológicas, crotovinas e pedotúbulos observados principalmente no horizonte B.

O perfil T5 localiza-se na meia encosta e já faz parte da superfície IV, ficando a meia distância entre o ombro (perfil T4) e o sopé (perfil T6). Trata-se também de um Podzólico Vermelho-Escuro, com horizonte Bt com cerosidade muito evidente formando revestimentos de boa espessura (visto na lupa), em agregados de grau forte e conformação poliédrica (blocos subangulares, principalmente). Preenchimentos biológicos de até 1cm de diâmetro (pedotúbulos) são nítidos e comuns até 100cm de profundidade aproximadamente. Em comparação com o perfil anterior (T4), a textura do horizonte Bt é menos argilosa, (54% em T5 contra 70% em T4) e a passagem do horizonte A para o Bt é mais contrastante (abrupta).



## LEGENDA

I, II, IV, V: Superfícies geomórficas.

(P<sub>3</sub>), (P<sub>1</sub>): Níveis de pedimentos.

Ptt<sub>i</sub>: Siltitos, siltitos carbonáticos e arenitos finos da Formação Tatuí, membro inferior.

Ptt<sub>s</sub>: Siltitos e argilitos da Formação Tatuí, membro superior.

CPI<sub>ar</sub>: Arenitos da Formação Itararé, membro arenoso.

T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>, ... T<sub>6</sub>: Perfis amostrados.

Transecção 1: Trecho utilizado para amostragem sistemática de 20 em 20m em duas profundidades.

Figura 18. Topossequência da fazenda Morro Grande.

T6 é o último dos perfis da topossequência. Situa-se no sopé (superfície IV) e difere bastante em sua morfologia e atributos químicos do demais perfis. A cor do horizonte Bt deixa de ter matizes 2,5 YR e passa a ter cores brunas com volumes bruno esverdeados e bruno ocre, numa estrutura com agregados prismáticos de 4 a 8cm de tamanho, com grau forte de agregação. As faces dos agregados do Bt apresentam superfícies lisas e revestimentos contínuos. A transição de E para Bt é abrupta, com mudança textural também abrupta. A textura superficial é média tendendo a arenosa e no Bt é argilosa tendendo a muito argilosa.

A saturação por bases aumenta gradativamente a partir da ruptura do declive do topo para o ombro, atingindo o valor máximo no sopé (T6). A passagem é de álico no topo (T1, T2, T3a e T3b) para distrófico no ombro (T4) e finalmente eutrófico na meia encosta e sopé (T5 e T6). Os valores de CTC no horizonte Bt são o dobro do horizonte B dos demais perfis da topossequência (10 contra 5 meq/100g de TFSE).

Com a análise morfológica seis principais questões surgiram para serem investigadas nesta topossequência através do exame micromorfológico e mineralógico:

- Relação entre a camada com agregados poliédricos e com cerosidade e o horizonte sotoposto (Bw) microagregado nos latossolos do topo.
- Passagem lateral do topo da encosta para o ombro (LE-->PE), compreendendo Bw microagregado transicionando para o Bt com agregados poliédricos centimétricos com cerosidade.
- Aumento gradativo da relação textural do ombro para o sopé.
- Influência do hidromorfismo na pedogênese do sopé e final de meia encosta.
- Aumento gradativo do valor V% e da CTC ao longo da topossequência.
- Material de origem dos solos.

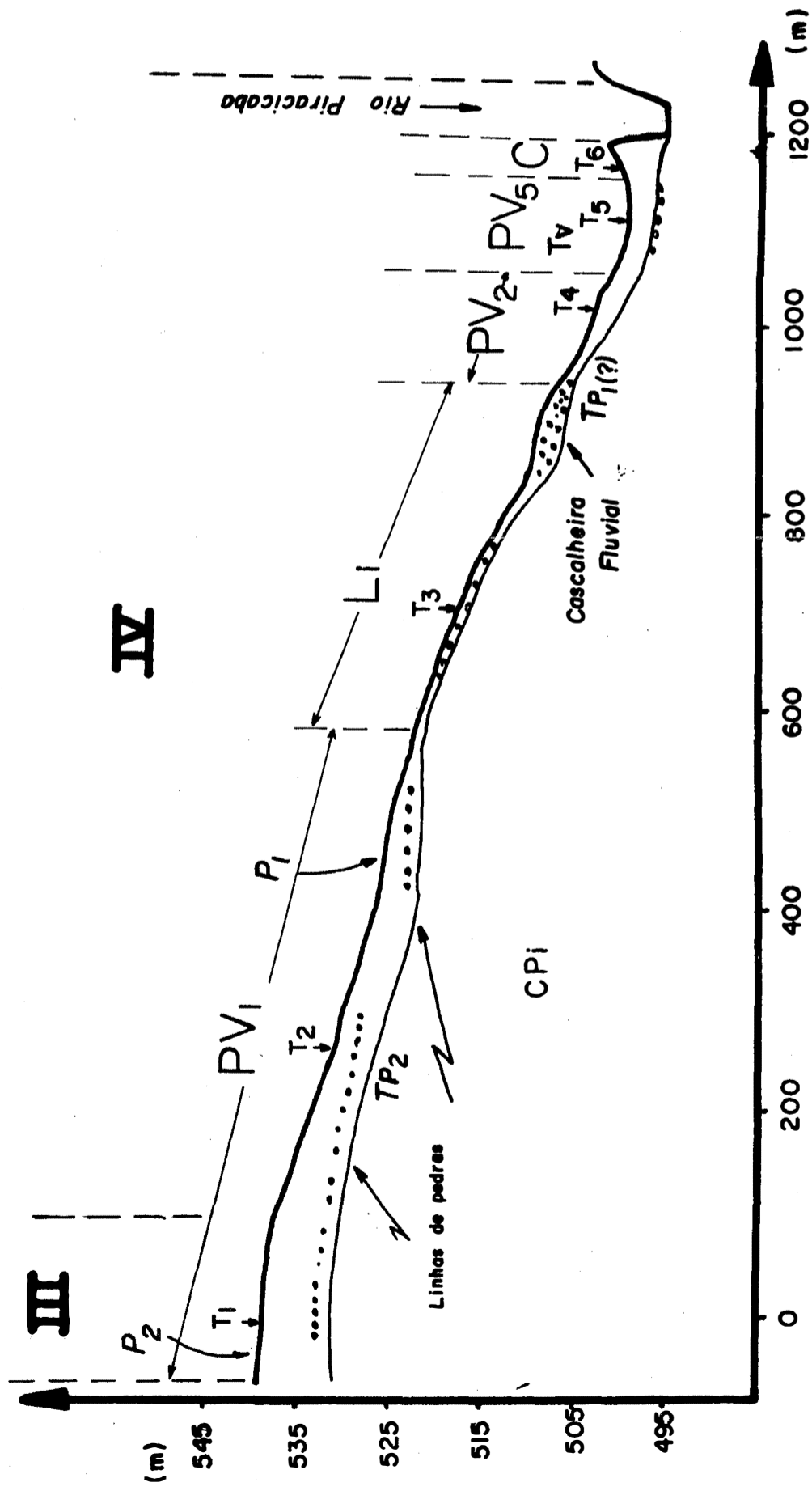
#### 4.4.2.2 Topossequência da fazenda També.

Locada no domínio das colinas mais baixas da paisagem sobre os arenitos e diamictitos da formação Itararé, essa topossequência

(topossequência II, figura 17) contém duas superfícies geomórficas: a superfície III, que é representada pelo topo plano nivelado a 550m, e a superfície IV, que margeia a superfície III e apresenta os segmentos ombro, meia encosta, sopé e baixo terraço (ou declive aluvial, ou várzea atual). Seis trincheiras foram locadas ao longo da topossequência, do topo até as proximidades do dique marginal do rio Piracicaba (figura 19).

O perfil T1 é representativo dos solos da superfície III (topos planos de nível inferior). Trata-se de um Podzólico Vermelho-Amarelo de textura arenosa sobre média, que tem horizonte A+E com espessura superior a 1m (caráter "grossarenic"), e presença de bandas onduladas de textura média (lamelas) e espessura de 2 a 8cm, que se alternam com faixas do horizonte E arenoso, antes de atingir o horizonte Bt de textura média a 1,70m de profundidade, que tem estrutura formada por blocos subangulares de 2 a 4cm de tamanho com grau moderado a fraco de agregação e presença de cerosidade moderada comum. O horizonte Bt se estende até 4m de profundidade. Duas camadas de seixos esparsos de diâmetro inferior a 1cm, compostos de quartzo e concreções ferruginosas aparecem nas profundidades de 2 e 3,5m respectivamente. A reação do solo é muito ácida e a saturação por alumínio está acima dos 70% na maior parte do perfil e até o contato com o saprolito (ou horizonte BC).

O perfil T2 localiza-se a cerca de 200m de distância do T1, na meia encosta superior da superfície IV. Morfologicamente assemelha-se ao perfil T1 desta topossequência, no que diz respeito à sequência de horizontes. Difere na espessura da camada arenosa (horizontes A + E + E com lamelas), que é de apenas 70cm, enquanto que em T1 esta camada atinge 1,5m. Também as lamelas são menos nítidas e com menor espessura. Na transição do horizonte arenoso com o B de textura média, ocorre uma linha de pedras, de espessura de 20cm, com seixos de natureza e tamanho variados (quartzito, quartzo, arenito roxo). Os seixos apresentaram tamanho variável de 1 a 10cm e estão dispostos horizontalmente, isto é, acamados nitidamente segundo seu eixo maior. Curiosamente o perfil passa de álico nas camadas arenosas para eutrófico no horizonte Bt, abaixo da linha de pedras.



## LEGENDA

III & IV: Superfícies geomórficas.

(P<sub>2</sub>), (P<sub>1</sub>) : Níveis de pedimentos.

TP<sub>2</sub>, TP<sub>1</sub> : Vestígios de terraços contemporâneos a P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub>, respectivamente.

T<sub>v</sub> : Terraço contemporâneo à superfície IV.

CPI: Arenitos, diamictitos arenosos e níveis de lamitos e siltitos da Formação Itararé,

T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>, ...T<sub>6</sub>: Perfis amostrados.

Transeção 2: Trecho utilizado para amostragem sistemática de 20m em 20m em duas profundidades (neste caso equivalente à toposequência do També).

Figura 19. Toposequência da fazenda També.

O perfil T3 situa-se no terço final da meia encosta da superfície IV, onde ocorre associação de solos litólicos, cambissolos e podzólicos pouco profundos (figura 17). Trata-se de cambissolo eutrófico com seqüência de horizontes A, AB, Bi e CR. A espessura do solum é de 60cm, surgindo a partir daí o siltito arenoso da formação Itararé. A textura é arenosa nos horizontes A e AB e média a siltosa no horizonte Bi, que por sua vez apresenta agregados de tamanho de 3 a 5cm do tipo blocos com grau moderado de agregação.

No sopé da superfície IV, após a ocorrência dos solos rasos da meia encosta e de uma paleo-cascalheira do Rio Piracicaba, foi locado o perfil T4. É um Podzólico Vermelho-Amarelo textura média/argilosa com drenagem moderada a partir de 120cm, o que foi evidenciado pelo mosqueamento crescente a partir desta profundidade e que fica mais intenso a 180cm, sendo que o lençol freático foi atingido (no período de seca) a 430cm de profundidade no horizonte IICg. A textura argilosa do horizonte Bt, passa para média a arenosa a partir do horizonte IICg a 350cm de profundidade, dobrando praticamente o teor de areia e mudando totalmente a distribuição granulométrica desta. O horizonte Bt tem agregados do tipo bloco subangulares de tamanho de 2 a 5cm, com grau moderado de agregação e cerosidade moderada e comum. A proximidade com a várzea (ou baixo terraço) e a posição na vertente, que lhe confere grande aporte por fluxo lateral interno de água, ou ainda uma situação de paleodrenagem mais dificultada, provocaram o aparecimento de sinais tênues de hidromorfismo no horizonte Bt, onde ocorrem pequenas manchas esverdeadas e alaranjadas com revestimentos pretos (manganês) de forma difusa na massa do solo.

Os perfis T5 e T6 foram locados na várzea do Rio Piracicaba, melhor descrita como baixo terraço, e que atualmente é cultivada com cana-de-açúcar. Neste segmento da superfície IV não ocorrem solos com hidromorfismo acentuado e tampouco solos aluviais. Os solos são de drenagem moderada nos primeiros 50cm de profundidade e imperfeitamente drenados abaixo disto, na porção do terreno mais deprimida (perfil T5) e bem drenados nas proximidades do dique marginal (perfil T6). A



seqüência de horizontes de T5 é: Ap, AB, Bt e Btg. Neste perfil a má drenagem interna dos horizontes é evidenciada a partir de 60cm com ocorrência de grande quantidade de mosqueados bruno-escuro numa matriz bege. Também no T5, são nítidas as evidências de depósitos de natureza distinta e de deposição relativamente recente, o que é demonstrado pela granulometria dos horizontes e distribuição da matéria orgânica ao longo do perfil. Os perfis T5 e T6 são muito ácidos e apresentam elevados teores de alumínio trocável em solução (3 a 4 meq de  $Al^{+++}$ /100g de TFSE), ocupando, em geral, mais do que 60% do complexo de troca. Dois aspectos morfológicos chamaram mais a atenção no perfil T5:

- a) A partir de 76cm e até 150cm de profundidade pelo menos, há uma grande ocorrência de galerias e poros tubulares, com diâmetro muito variado desde menores que 1mm até 1cm. A cor do solo nesses horizontes é dada por um variegado de cores bruno alaranjada, bruno escuro e preto numa matriz bege. A continuidade das galerias abundantes, seu formato e diferentes diâmetros bem como a ausência de evidências de formigas e cupins, e a não constatação de que sejam galerias provocadas por minhocas (foi feito um exame do local por um especialista), geram dúvidas quanto a origem desta grande macroporosidade.
- b) Boa parte das galerias apresentam revestimentos espessos (de 0,5 a 1mm) de argila bege, aparentemente atuais e não perturbados.

Os agregados dos sub-horizontes B do perfil T5, tem grau de agregação forte e forma de blocos subangulares e também granulares de menor tamanho. A ocorrência e intensidade dos mosqueados, a presença de revestimentos de manganês na superfícies de alguns agregados e a cor da matriz do solo, sugerem que o horizonte Bt sofra gleização, o que levaria a denominá-lo de Btg, classificando este perfil como Podzólico Vermelho-Amarelo álico, Tb, textura média/argilosa fase moderadamente drenado. No exame micromorfológico do perfil foram descritos ferriargilãs em quantidade suficiente para diagnosticar o horizonte como Bt (ver item 4.4.3).

O perfil T6, não exhibe evidências de hidromorfismo e tampouco da intensa atividade biológica que deu origem a abundante porosidade

tubular no perfil T5. Ao contrário dos primeiros 70cm de T5, a distribuição granulométrica do perfil é bastante homogênea, com incremento crescente de argila a partir de 28cm (que tem 37% de argila), atingindo o valor máximo de 53% de argila no sub-horizonte Bi2. A estrutura é formada por agregados do tipo blocos subangulares, com tamanho de 5 a 7cm, com grau moderado de agregação até 84cm de profundidade. A partir daí e até a base da trincheira (170cm) os agregados são maiores e com grau moderado a fraco, sendo muito friáveis. A cerosidade é moderada comum. A classificação deste perfil é Cambissolo álico, Tb, textura argilosa, substrato sedimentos aluviais.

Finalmente deve-se ressaltar que os valores de CTC são mais elevados nos perfis T5 e T6, estando ao redor de 15 meq/100g de TFSE, mesmo nos horizontes mais profundos, sugerindo a presença de minerais de argila de estrutura 2:1 ou de interestratificados 2:2.

O exame morfológico levantou as seguintes questões a serem investigadas na topossequência do També:

- Formação das bandas onduladas (lamelas) dos podzólicos mais desenvolvidos (T1 e T2) e sua relação com a gênese do Bt.
- Influência de colúvios na pedogênese e especificamente no gradiente textural dos solos na topossequência.
- Pedogênese em solos rasos na superfície IV (perfil T3).
- Pedogênese em ambiente de várzeas que não recebem mais material aluvial. Hidromorfismo, atividade biológica, argiluviação e desenvolvimento de agregados.

#### 4.4.2.3. Topossequência da fazenda do Lobo.

A porção norte da área estudada apresenta colinas com encostas longas e declive suave em direção ao Rio Piracicaba. Esta feição geomórfica difere do restante da paisagem da área e é representativa do que ocorre nas áreas contíguas, na margem oposta do Rio Piracicaba.

Nesse contexto fisiográfico, foi locada a topossequência da fazenda do Lobo (figura 17, topossequência III). A vertente escolhida tem

1.500 metros, segue a linha do divisor de águas entre os rios Piracicaba e Tijuco Preto e apresenta quatro segmentos nos quais foram locados seis perfis: topo (L1), ombro (L2), meia encosta (L3 e L4) e sopé (L5), após o que ocorrem o baixo terraço e o dique marginal (L6) do rio Piracicaba (figura 20).

Por ocasião do mapeamento de superfícies geomórficas, o topo quase plano, com leve inclinação inferior a 3% na direção do Rio Piracicaba, foi considerado como remanescente da superfície III. As investigações estratigráficas que se sucederam ao mapeamento geomorfológico põem em questão tal classificação, podendo ser este topo um remanescente da superfície II e, mais provavelmente, da superfície I. Margeando o topo (superfície III), encontra-se a superfície IV que contém os demais segmentos de vertentes citados.

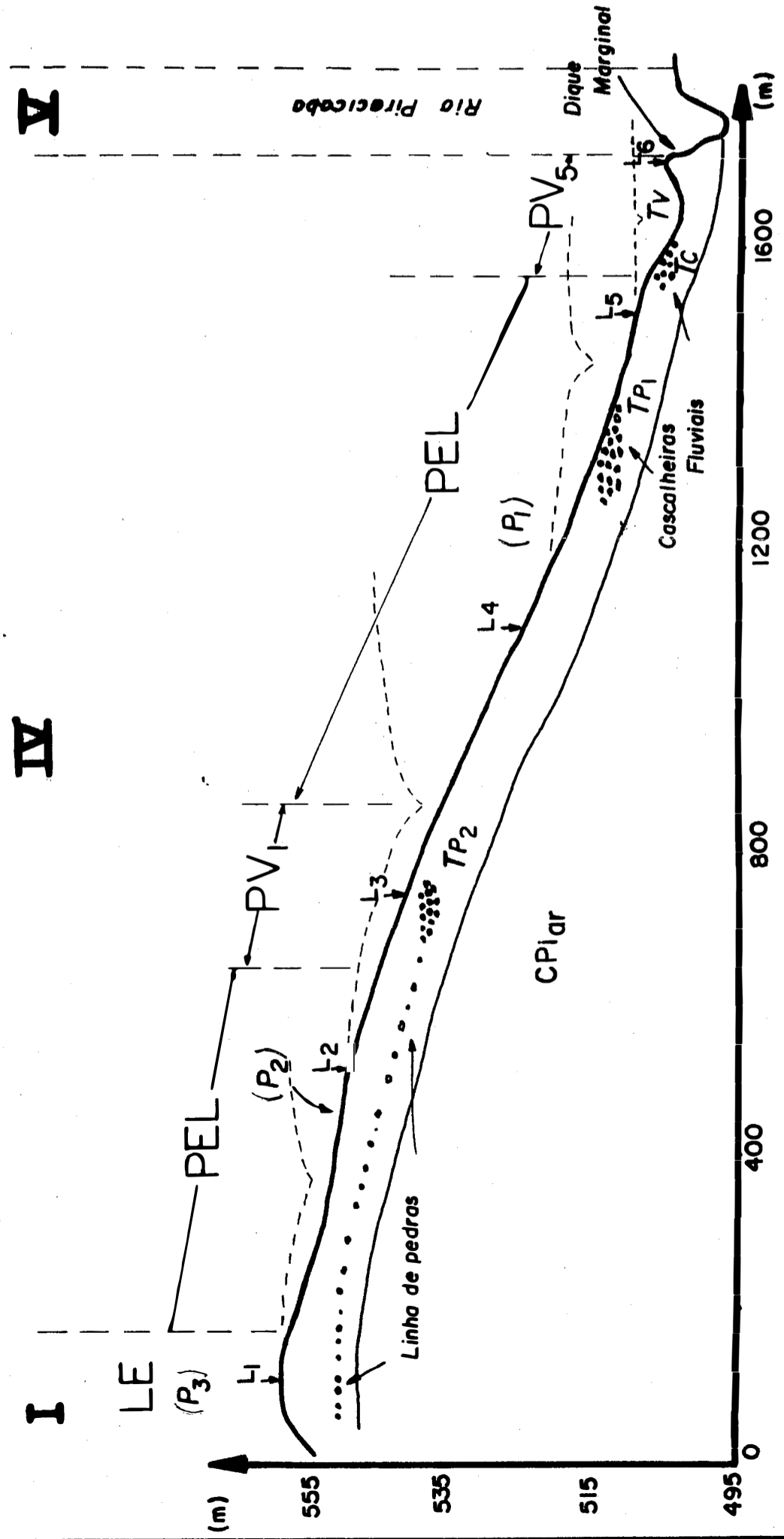
O perfil L1, situado no topo da vertente, é semelhante à todos os perfis descritos para a superfície I da toposequência do Morro Grande. Trata-se de um Latossolo Vermelho-Escuro álico textura argilosa, que apresenta a mesma camada com agregados subangulares e com cerosidade, que foi descrita para aqueles perfis, sobrepondo-se ao horizonte Bw microagregado. Neste perfil foi feita uma tradagem profunda até 800cm, onde a uma profundidade de 650cm verificou-se uma linha de seixos de quartzo, com diâmetro em geral inferior a 1cm, abaixo da qual ocorre um material com pontuações de alteração de rocha (horizonte 2BC?) de cor esbranquiçada ou amarelada. Estas pontuações aumentam gradativamente até se tornarem a fase dominante da mistura com as argilas vermelhas. A rocha subjacente aparece em um grande corte de uma área de empréstimo de terra vizinha, e foi descrito como um diamictito (rocha com detritos mal selecionados com matriz areno-argilosa a arenosa) do CPI. A distribuição das areias muda a partir da linha de pedras, o que será discutido mais adiante no item sobre as investigações estratigráficas dos solos da área.

O perfil L2 foi locado na meia encosta superior, logo após uma ligeira assentada do relevo, que sugere um antigo pedimento reafeiçoado (Figura 20). Trata-se de um Podzólico Vermelho-Escuro Latossólico álico

de textura argilosa. Este perfil tem distribuição das areias diferente do L1, pois contém pequena quantidade de areia muito grossa em todas as camadas, enquanto que em L1 não existe areia muito grossa, a não ser a partir de 350cm de profundidade. O horizonte Bt tem estrutura formada por agregados do tipo blocos subangulares de 2 a 4cm de tamanho e grau moderado até 92cm, a partir do que ocorre o Bw. A cerosidade é moderada de ocorrência comum no Bt. Alguns seixos de quartzo de 1cm, foram coletados com o trado a uma profundidade de 330cm e tornaram a ocorrer no contato com o horizonte C amarelado de textura média.

O perfil L3 difere totalmente dos perfis subsequentes L4 e L5, e do perfil L2, principalmente pela textura, que é média sem ultrapassar os 28% de argila em todo o perfil, contra os 40 a 50% de argila dos horizontes Bt e Bw de L2, L4 e L5. L3 está locado na meia encosta, e foi detectada uma camada de seixos de natureza diversa (quartzito, quartzo, arenito e sílex) e tamanho variável de 1 a 2cm. Esta camada inicia-se a 150cm e torna-se intransponível ao trado a 250cm. Tal camada poderá ser um vestígio da base de um antigo pavimento detrítico, uma relíquia do substrato rochoso (CPi) ou, o que julgamos mais provável, um vestígio de um antigo nível de terraço do rio Piracicaba. Interpretá-lo como uma relíquia da estratigrafia local seria difícil, pois os diamictitos e arenitos locais são de ambiente de sedimentação pró-deltaicos ou de frente deltaica, sendo pequena a probabilidade de um ambiente fluvial nessas litofácies. O perfil tem seqüência de horizontes A, A/E, E, Bt1 e Bt2 até a base da trincheira a 150cm. A transição entre E e Bt é abrupta, e a mudança textural é de 16 para 26% de argila respectivamente.

Os perfis L4 e L5 são semelhantes em morfologia e características químicas. Possuem seqüência de horizontes A, BA, Bt e Bw, são profundos (as tradagens atingiram 750cm para L4 e 480cm para L5 antes de atingirem o saprolito do CPi --> diamictito ou arenito). L4 situa-se no terço final da meia encosta e L5 no sopé (ambos na superfície IV). Entre os dois perfis ocorre uma espessa cascalheira de aproximadamente 400cm de espessura, que foi observada em voçoroca no carreador paralelo a toposseqüência em estudo. Tal cascalheira tem conformação típica de



### LEGENDA

- I, IV & V: Superfícies geomórficas.
- (P<sub>3</sub>), (P<sub>2</sub>), (P<sub>1</sub>): Níveis e/ou vestígios de pedimentos.
- TP<sub>2</sub>, TP<sub>1</sub>: Vestígios de terraços contemporâneos a P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub>, respectivamente.
- T<sub>v</sub>: Terraço contemporâneo à superfície IV.
- T<sub>c</sub>: Nível de terraço anterior ao T<sub>v</sub>.
- - - - - : Nível hipotético de entalhamento do rio Piracicaba em fases anteriores ao atual.
- CPI<sub>ar</sub>: Arenitos e diamictitos arenosos da Formação Itararé,
- L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub>, ...L<sub>6</sub>: Perfis amostrados.

Figura 20. Topossequência da fazenda do Lobo.

depósito fluvial com seus seixos imbricados na posição horizontal e deve ser o remanescente local de um antigo nível de base do Rio Piracicaba, situado 15 a 20m acima do nível atual do leito do rio.

Tanto L4 como L5 são podzólicos vermelho-escuros latossólicos álicos, Tb, textura média/argilosa. O horizonte Bt tem agregados do tipo blocos subangulares e também prismas, ambos de tamanho variável de 3 a 5cm. O Bw é friável e apresenta agregados centimétricos que se desfazem em agregados granulares muito pequenos quando manuseados. A cerosidade varia de moderada comum no Bt a fraca comum no Bw.

Entre os perfis L5 e L6, este último situado no dique marginal, ocorre um nível de cascalheira semelhante à que ocorre entre L4 e L5, e chega aflorar na rampa que se segue ao sopé da encosta e que atinge o terraço atual do Rio Piracicaba (figura 20). Com isto, foram detectados três níveis diferentes de depósitos de seixos, que devem ser marcas de antigos níveis locais do rio Piracicaba durante o quaternário.

O último perfil da topossequência é o L6, locado no dique marginal, para se estudar a pedogênese nos depósitos aluviais mais recentes. Trata-se de um Cambissolo álico de textura média, que tem cor homogênea e agregação suficiente para indicar a presença de um horizonte Bi até 200cm de profundidade.

Após o exame morfológico e dos dados analíticos de rotina, as seguintes questões foram investigadas no exame micromorfológico da topossequência do Lobo:

- Origem do LE e correlação com os demais LE da paisagem.
- Material de origem dos solos e correlação com a evolução geomorfológica (níveis de terraços e ciclos de entalhamento e/ou de pedimentação).
- Pedogênese nos depósitos aluviais mais recentes.
- Processos de formação do horizonte B textural e passagem lateral de Bw para Bt.

#### 4.4.3. Micromorfologia dos solos.

As questões e hipóteses levantadas no item anterior foram posteriormente investigadas através da análise micromorfológica de amostras indeformadas coletadas nos perfis de cada topossequência.

Os resultados dessa análise serão apresentados através de três formas: quadros-resumo (Apêndice 4) e sínteses para cada perfil e fotomicrografias para ilustrar as principais evidências dos processos pedogenéticos discutidos.

##### 4.4.3.1 Topossequência do Morro Grande.

Perfil 1: Perfil com agregados poliédricos e microagregados até 90cm, passando a ter dominância dos microagregados (Figura 21) a partir daí até o horizonte B3 (700-800cm). O plasma é isótico ao longo do perfil passando a masséptico no B3. A bioturbação é muito evidente em todos os horizontes, marcadamente no Bw. Parte dos agregados poliédricos do horizonte BA tem uma conformação que sugere ter havido o empacotamento de microagregados pré-existentes. Outros mostram tendência a se desfazerem em micronódulos através de microestrias associadas a separações plásmicas peliculares e descontínuas (Figura 22). Na profundidade de 600cm a fase densa descrita sugere a hipótese de se tratar de material litorreliqual (argilito ou depósito argiloso com fraca diagênese), que fissurado daria origem a agregados granulares pequenos (microagregados), o que está de acordo com o que MULLER (1977) chamou de processo de "microestruturação" (STOOPS & BUOL, 1985) (Figuras 23 e 24).

Perfil 3b: Perfil equivalente ao T1, com agregados poliédricos e microagregados até 94cm, passando a ter dominância dos microagregados a partir daí (Figura 25). O plasma é isótico com leve birrefringência até o BA, apresentando separações plásmicas, e isótico no restante do perfil. A bioturbação é muito evidente em todos os horizontes, marcadamente no Bw. Parte dos agregados poliédricos do horizonte BA tem conformação que sugere o empacotamento de microagregados pré-existentes. Outros mostram tendência

a se desfazerem em micronódulos através de microestrias associadas a separações plásmicas peliculares e descontínuas.

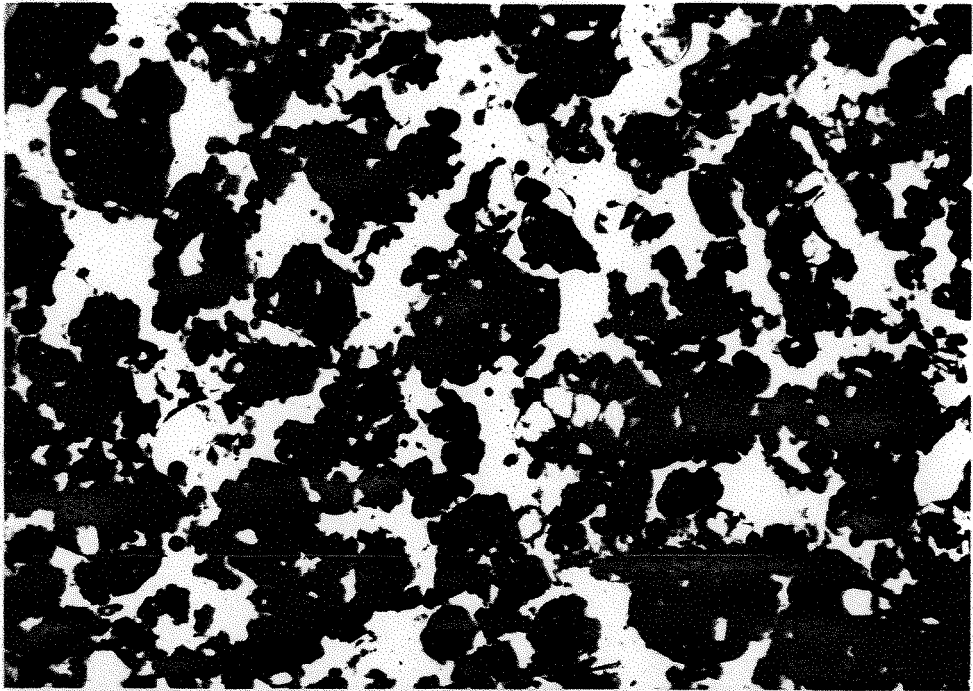
Perfil 4: Perfil com horizonte B textural típico, com agregados poliédricos com pedalidade moderada a forte. A argiluviação e os processos de migração de ferro são evidentes em todo o perfil (ferriargilãs, halos, ferrãs e descoloração de plasma). A formação do gradiente textural entre A e B, provavelmente se faz as expensas do horizonte B, uma vez que pedorrelíquias do B foram encontradas no horizonte A. Inicialmente ocorre a migração de argila que obstrui os poros do topo do horizonte B (onde as pápulas são frequentes); esse bloqueamento promove a mobilização do ferro devido ao hidromorfismo temporário, o que favorece mais ainda a argiluviação (Figura 26). A coalescência cavitária observada na transição entre A e B é indício de que pode estar havendo destruição das argilas (depleção química) (Figura 27). O grau de selecionamento moderado dos grãos de quartzo e a presença de micas (Figuras 26 e 28), podem ser indícios de remonte causado por organismos ou diferença de material em relação aos latossolos de topo. A tendência granóidica observada em alguns campos das lâminas do Bt, poderia ser característica herdada de um material que fora anteriormente microagregado (Figura 26).

Perfil 5: Perfil com horizonte B textural típico, com agregados poliédricos de pedalidade forte. Assim como no perfil 4; a argiluviação e os processos de migração de ferro são evidentes em todo o perfil na forma de ferriargilãs, ferrãs e descoloração de plasma (Figura 29). A formação do gradiente textural entre A e B, se faz as expensas do horizonte B como naquele perfil (Figura 30). A maior quantidade de grãos do perfil em relação aos anteriores, o baixo grau de selecionamento dos grãos de quartzo (menor que no perfil 4), a maior presença de micas e a ocorrência comum de feldspatos em todo o perfil, indicam ser este perfil menos intemperizado e reforçam a hipótese deste ser formado por um material de origem diferente dos latossolos do topo.

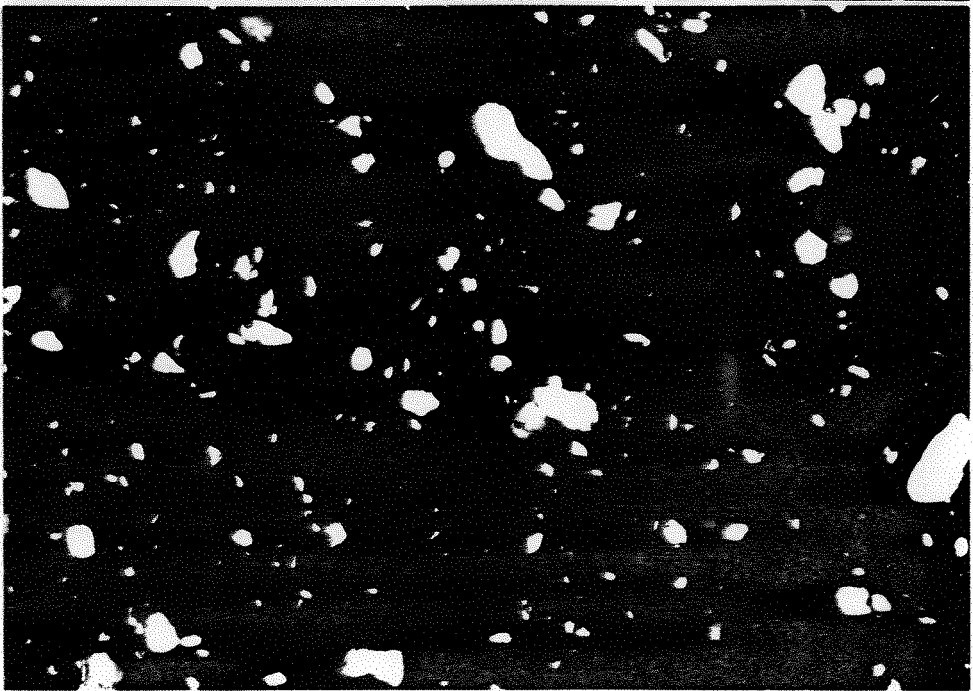
Perfil 6: Perfil com elevado gradiente textural e horizonte Bt diferente dos anteriores. Com alta pedalidade, os agregados poliédricos



do Bt tem forma angular a subangular (Figura 31). Feições características de hidromorfismo estão presentes no Bt juntamente com ferriargilãs de iluviação (Figura 32). Parte do gradiente textural se deve provavelmente a um coluvionamento evidenciado na morfoscopia dos grãos de quartzo e na maior proporção de areia fina/areia muito fina que é de 3:1 nas camadas superiores e 1,5:1 no Bt. Além disto a quantidade de feldspatos e micas é muito maior no Bt e praticamente esses minerais inexistem no A e no E. As evidências de hidromorfismo se estendem até os horizontes superiores, sugerindo uma dominância dos processos pedogenéticos que atuam nessa condição (segregação de ferro e ferrólise p.e.). Após a mobilização do Fe, outros processos seriam facilitados como a argiluviação (Figura 32) e a formação de cutãs de difusão. Os cutãs de estresse evidenciam o movimento da massa do solo no Bt, que deve ter minerais expansivos associados à caulinita.



a)



b)

Figura 21. Fotomicrografias do horizonte Bw do perfil 1 da toposseqüência do Morro Grande. Trama grânica sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

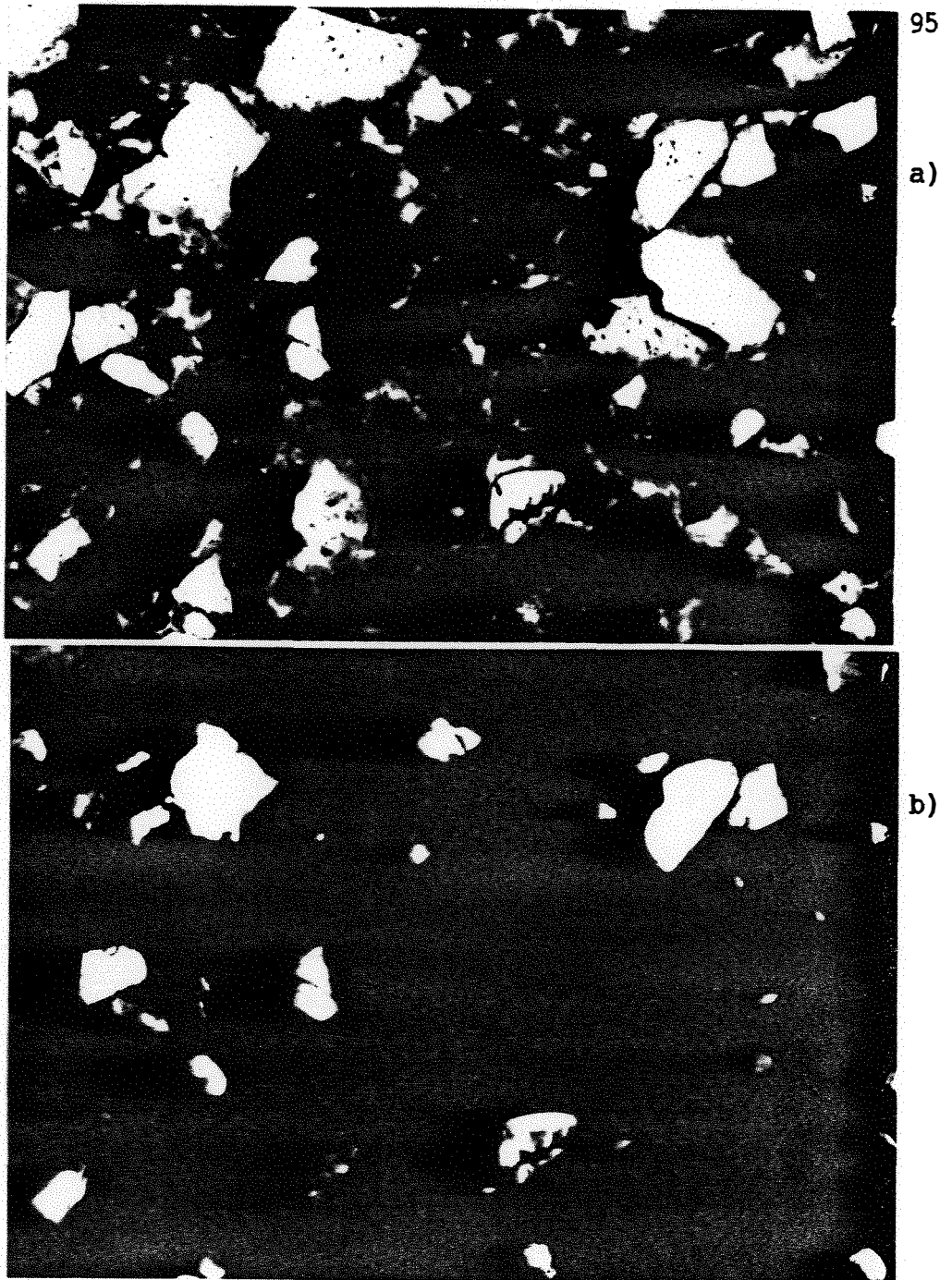


Figura 22. Perfil 1, toposseqüência do Morro Grande. Trama apórica-granóidica do horizonte BA (80-90cm). Empacotamento de microagregados e malha de microestrias associadas a separações plásmicas descontínuas que sugerem, também, a individualização de micronódulos. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (150x)

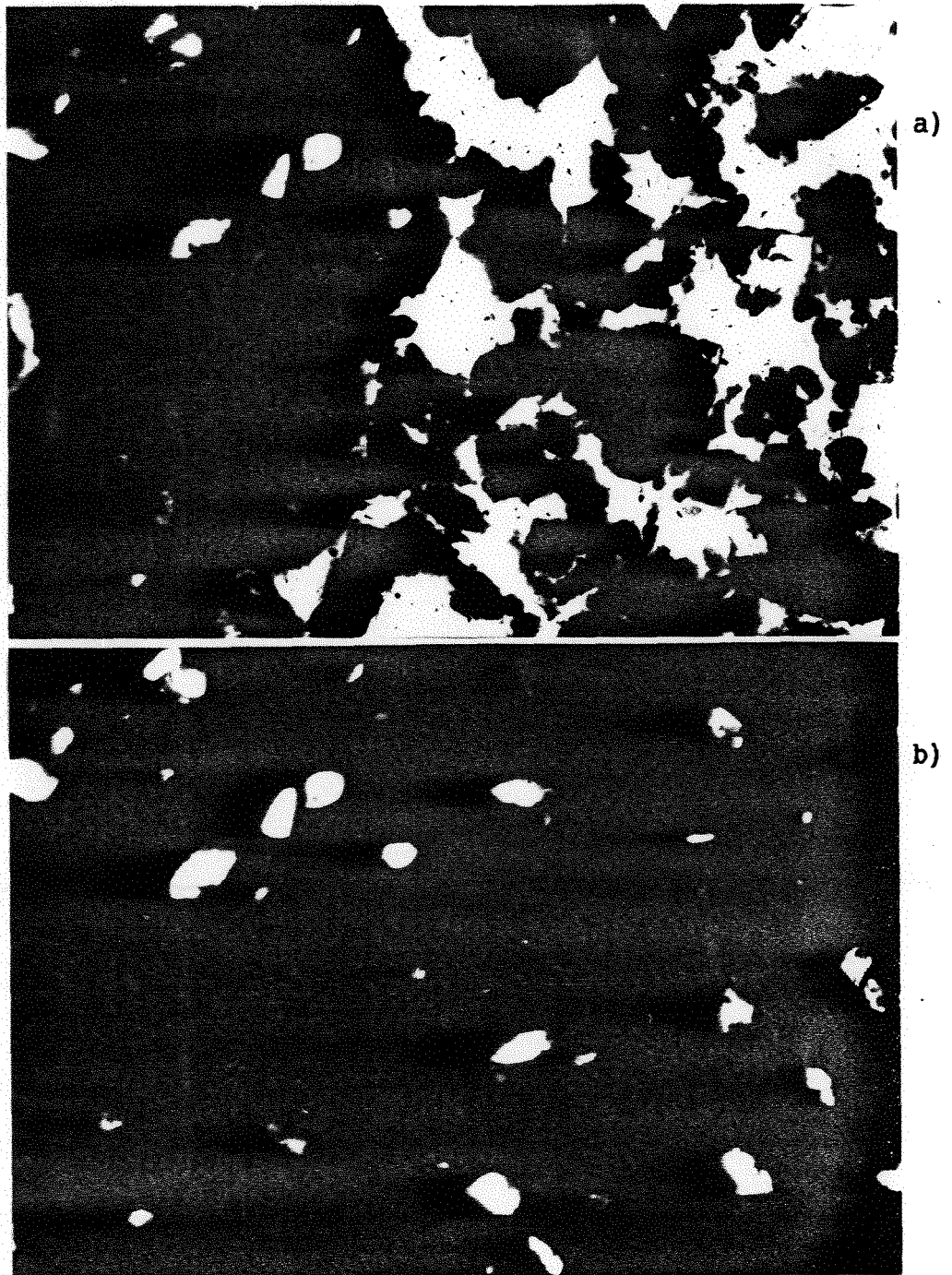


Figura 23. Perfil 1, topossequência do Morro Grande. Microagregados e agregado centimétrico denso com microestrias incipientes no horizonte B3 (600cm). A fragmentação do agregado maior se dá acompanhando preferencialmente as zonas estriadas. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (150x).

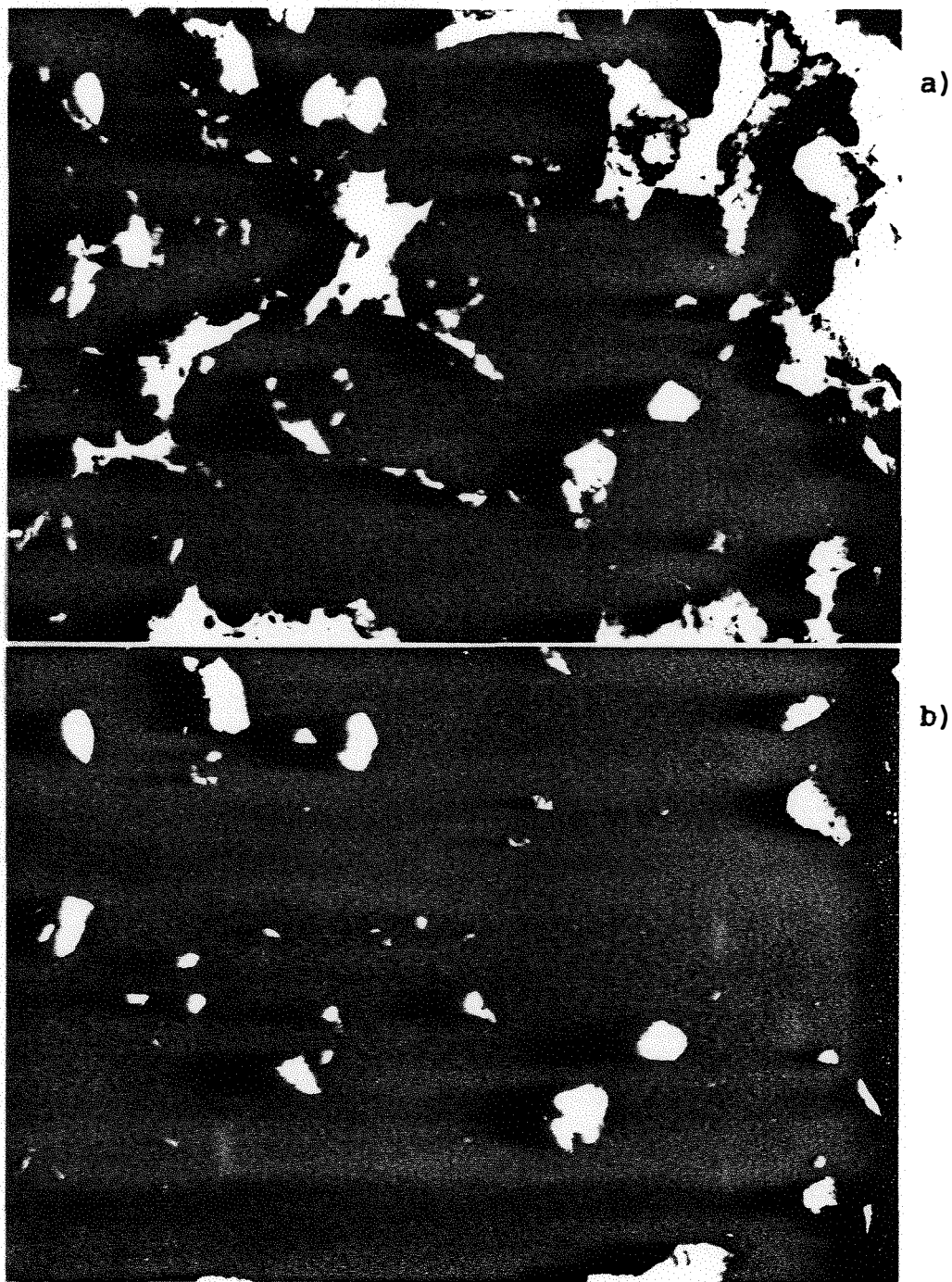
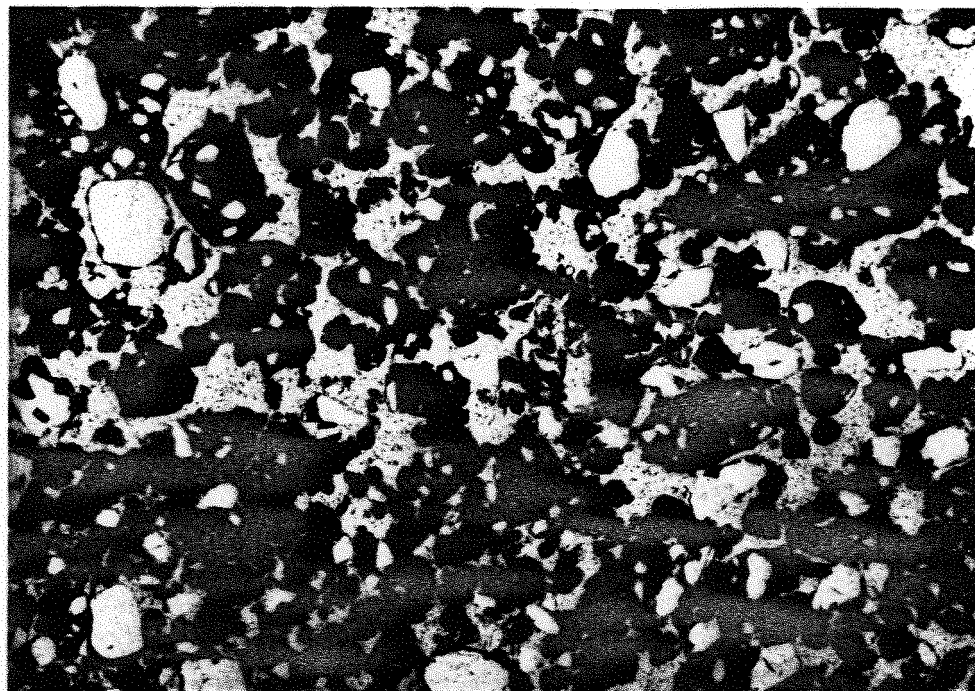
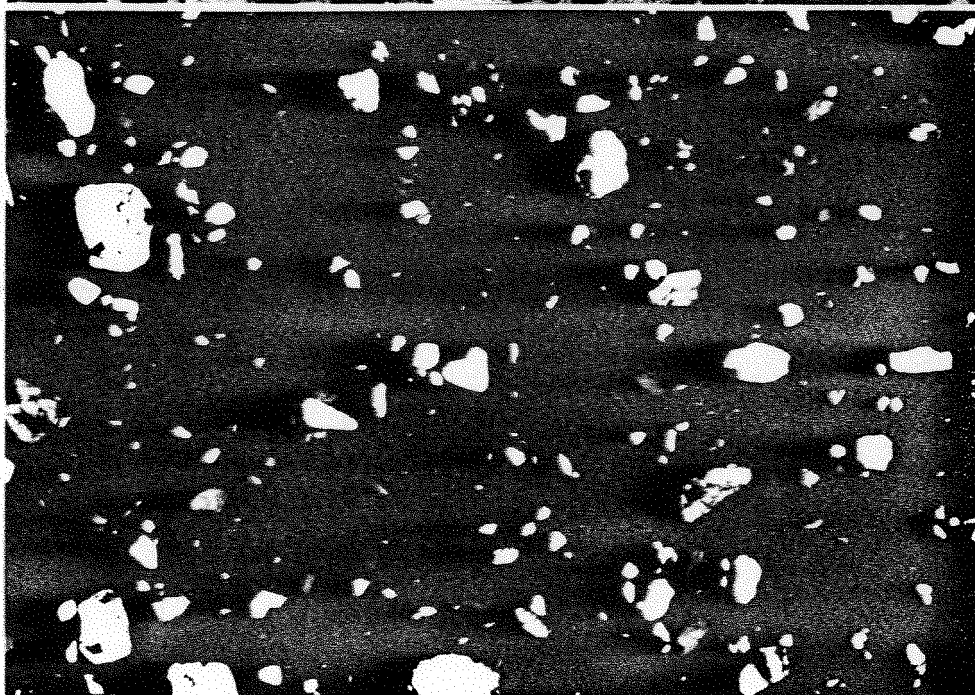


Figura 24. Perfil 1, toposseqüência do Morro Grande. Microestrias e individualização de microagregados mais evidentes. Horizonte B3 (600cm), fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (150x)



a)



b)

Figura 25. Perfil 3b, topossequência do Morro Grande. Trama grânica-granóidica com plasma isótico. Microagregados com formas irregulares, esferoidais e ovais. Alguns agregados apresentam grãos com alto grau de seleção, outros não. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

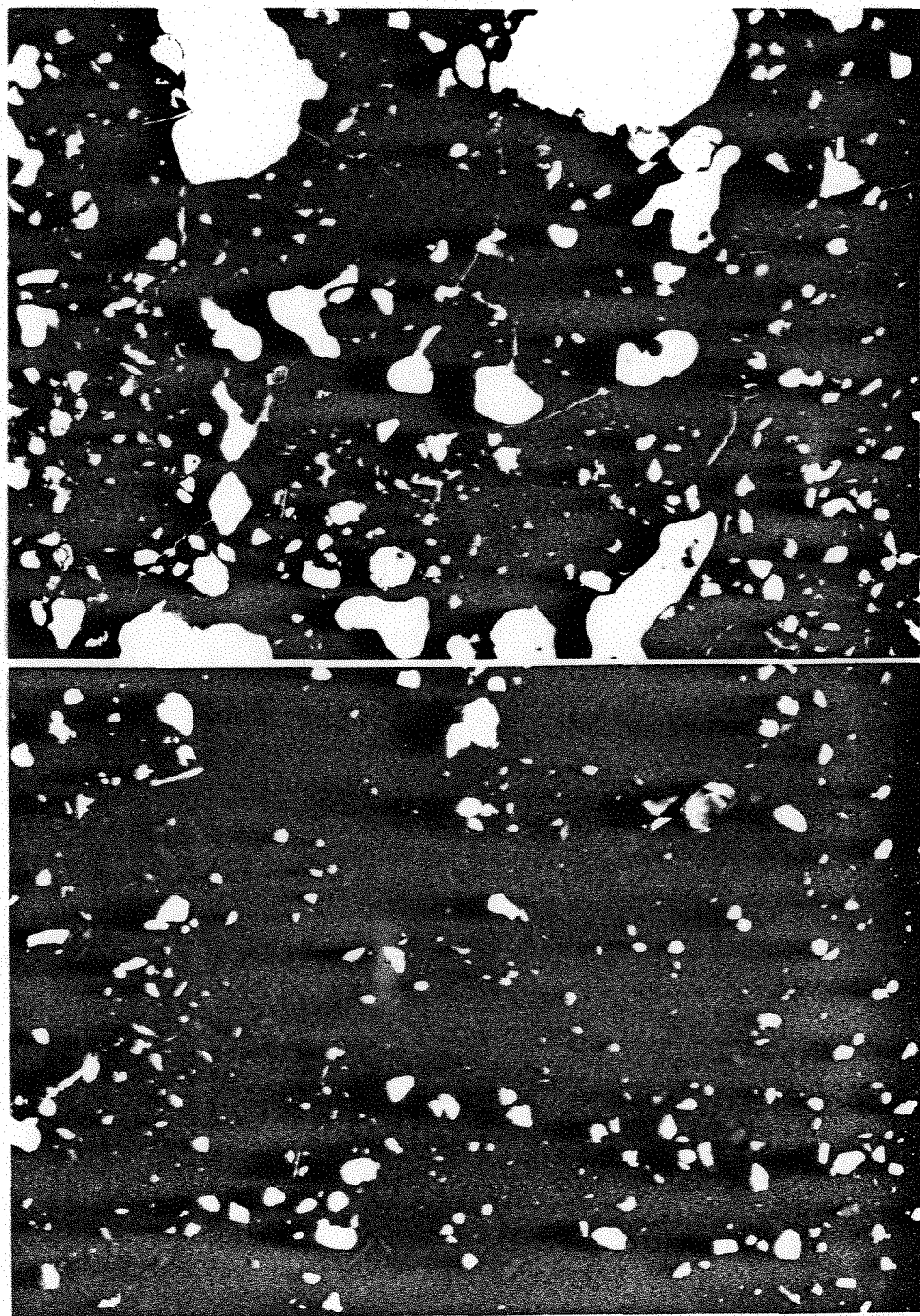


Figura 26. Perfil 4, toposseqüência do Morro Grande. Horizonte Bt1 (103-110cm). Trama porfírica com cavidades com ocorrência comum de ferriargilãs de iluviação. Lâminas de mica aparecem nas fotos. A trama sugere que os microagregados foram coalescidos por argiluviação. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

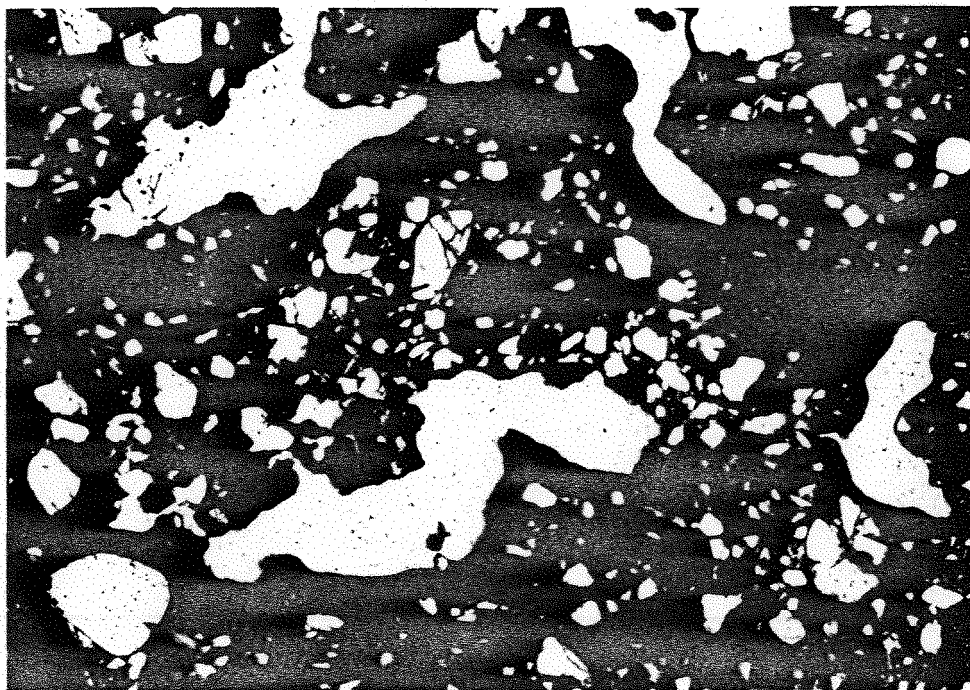


Figura 27. Perfil 4. topossequência do Morro Grande. Transição A/Bt. Trama porfírica com coalescência de cavidades cujas paredes inferiores estão revestidas por ferrãs de difusão. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano. (38x).



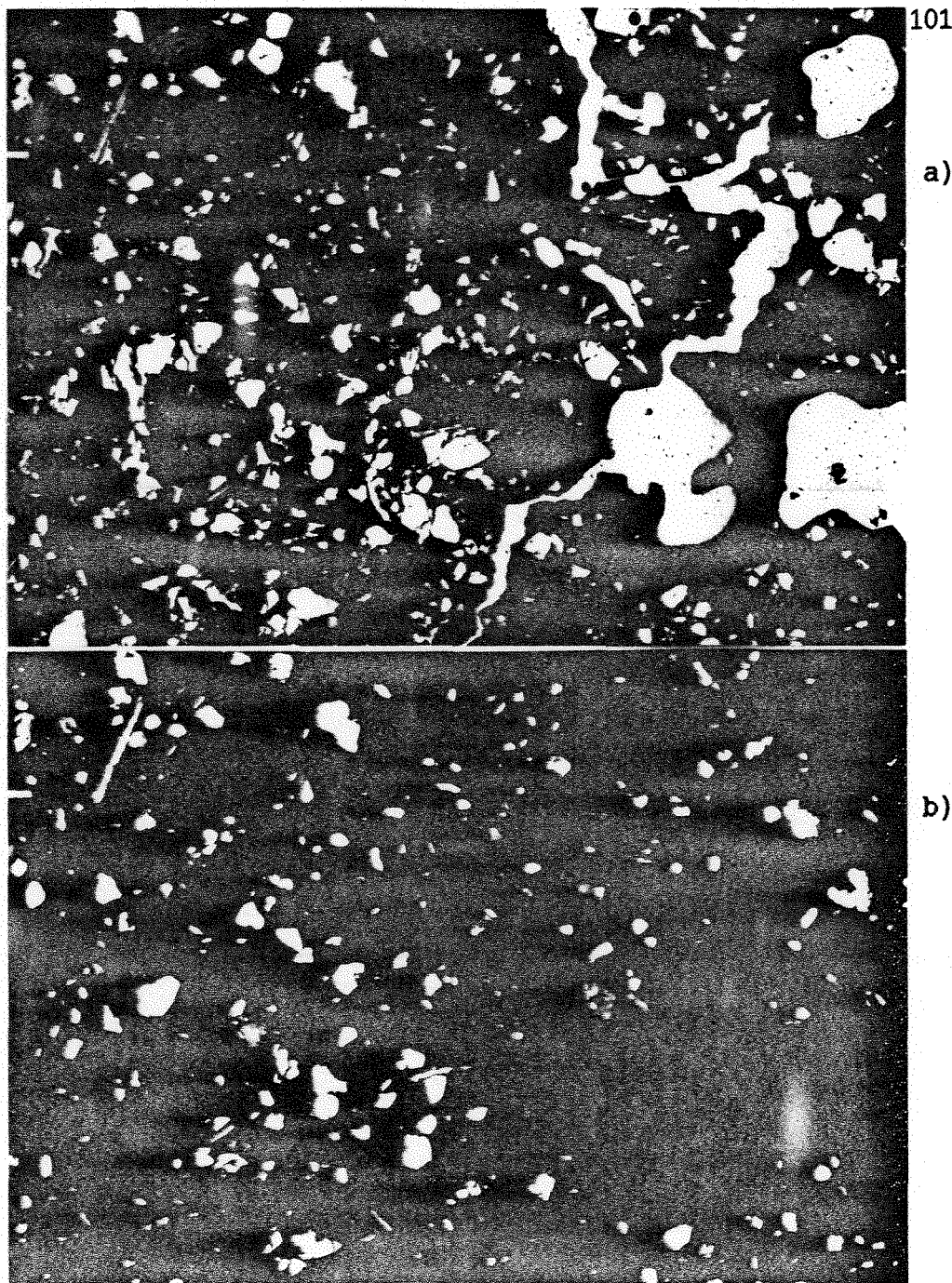


Figura 28. Perfil 4, topossequência do Morro Grande. Horizonte 2Bt2, localizado abaixo de uma linha de pedras. Lâminas de mica em quantidade significativamente superior às ocorrências desse mineral nos horizontes sobrejacentes à linha de pedras (figura 27). Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

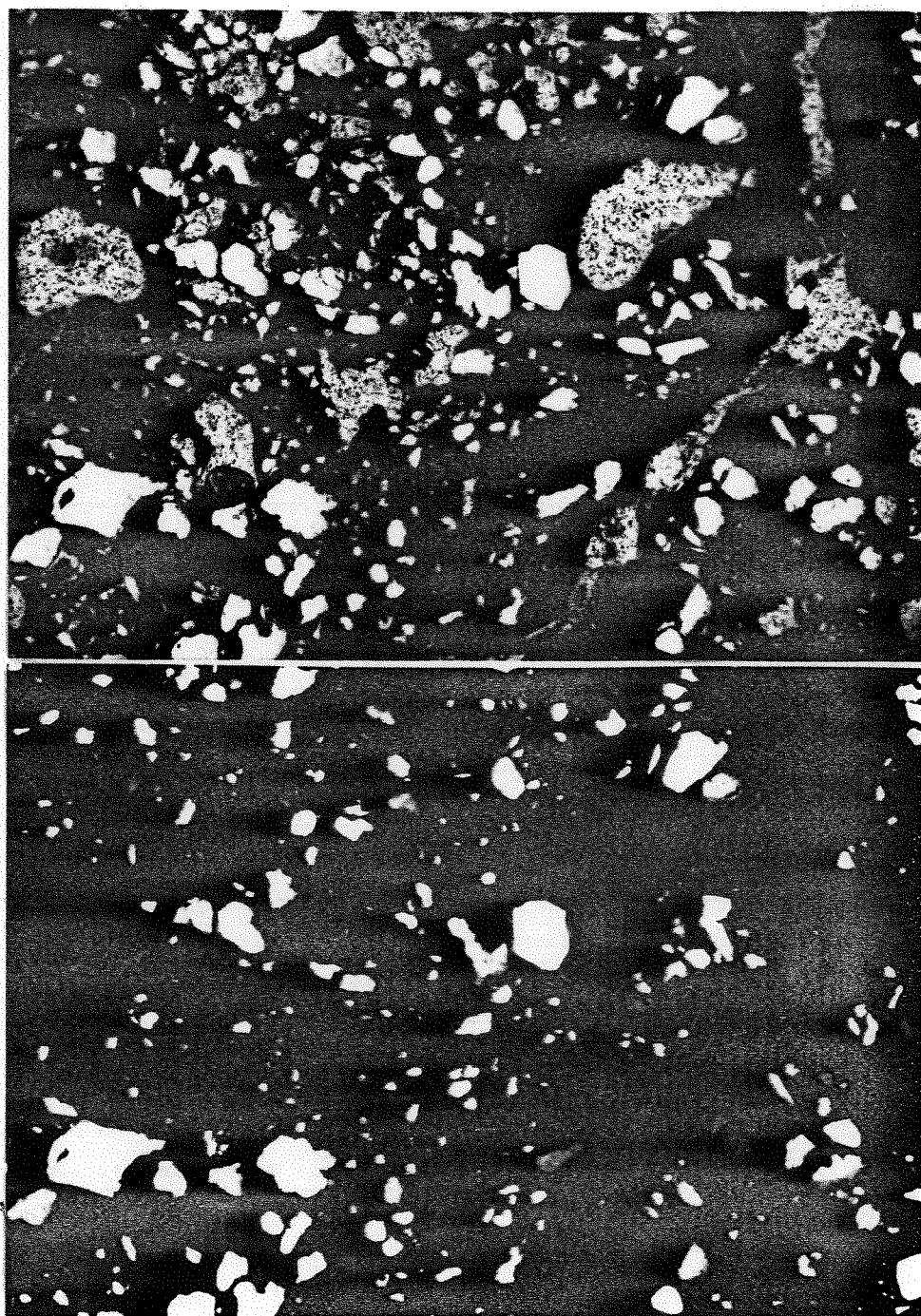


Figura 29. Perfil 5, topossequência do Morro Grande. Horizonte Bt1 (64-75cm). Trama porfírica com plasma da matriz mais amarelo (descolorido) e presença de ferriargilãs e ferrãs. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

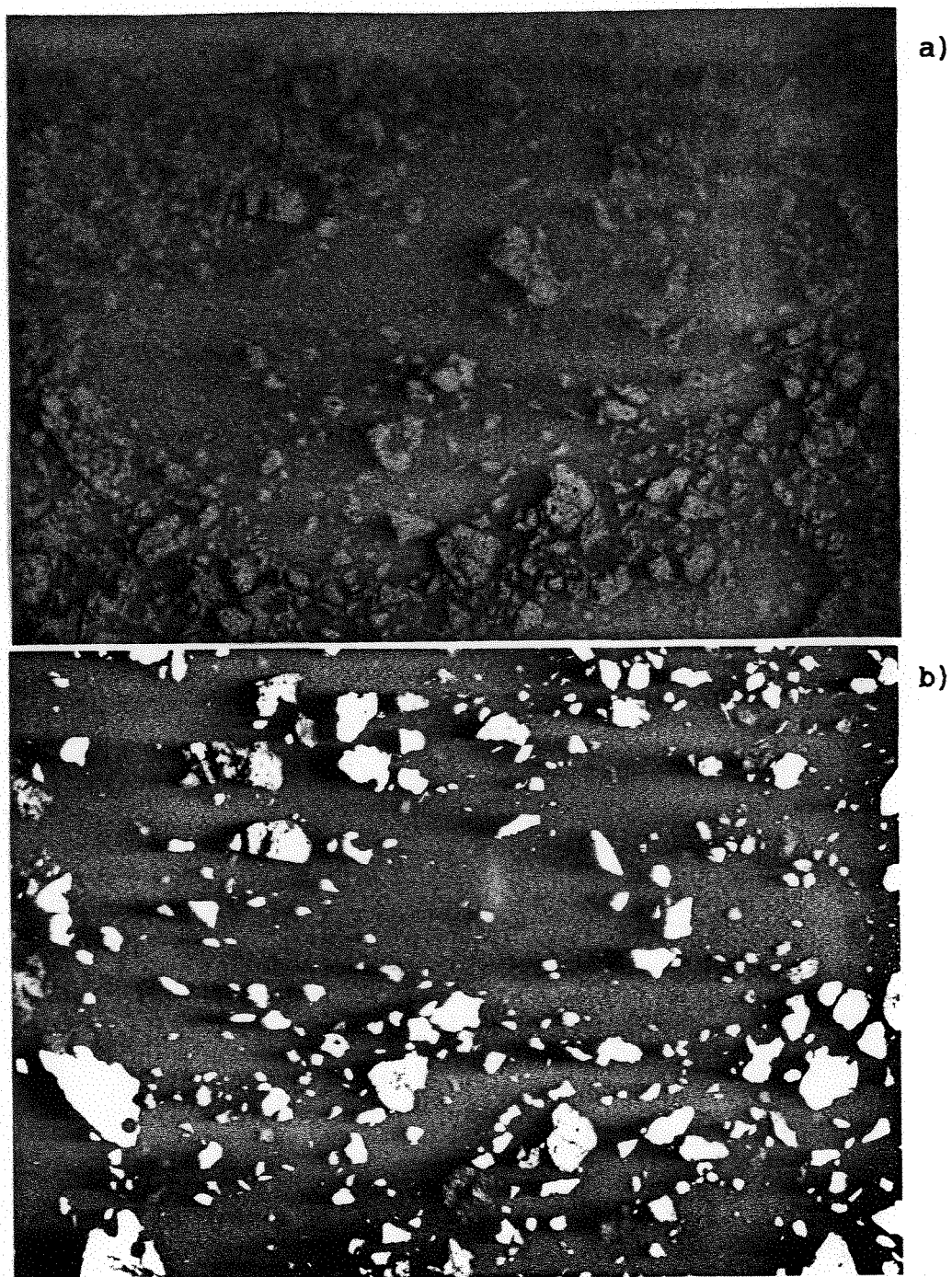


Figura 30. Perfil 5, toposseqüência do Morro Grande. Transição E/Bt (30-40cm). Pedorrelíquias de Bt em E. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

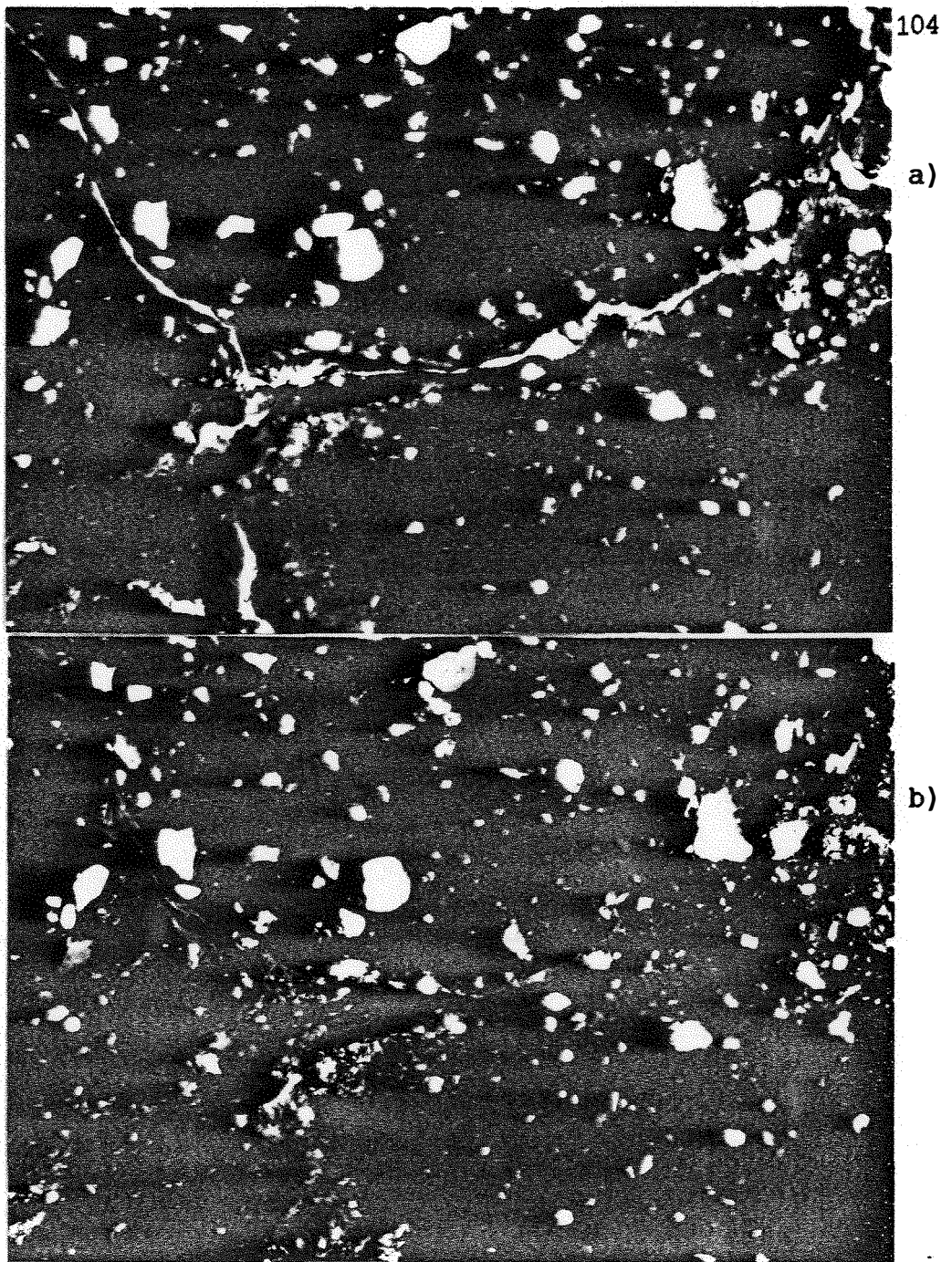


Figura 31. Perfil 6, topossequência do Morro Grande. Horizonte Bt1 (50-60cm). Agregados poliédricos com tendência angular. Cutãs de natureza diversa (difusão, estresse e argiluviação) nas paredes dos agregados. As concentrações de ferro (ferrãs, halos e nólulos) se distribuem por todo o perfil. Os grãos tem alto grau de seleção. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

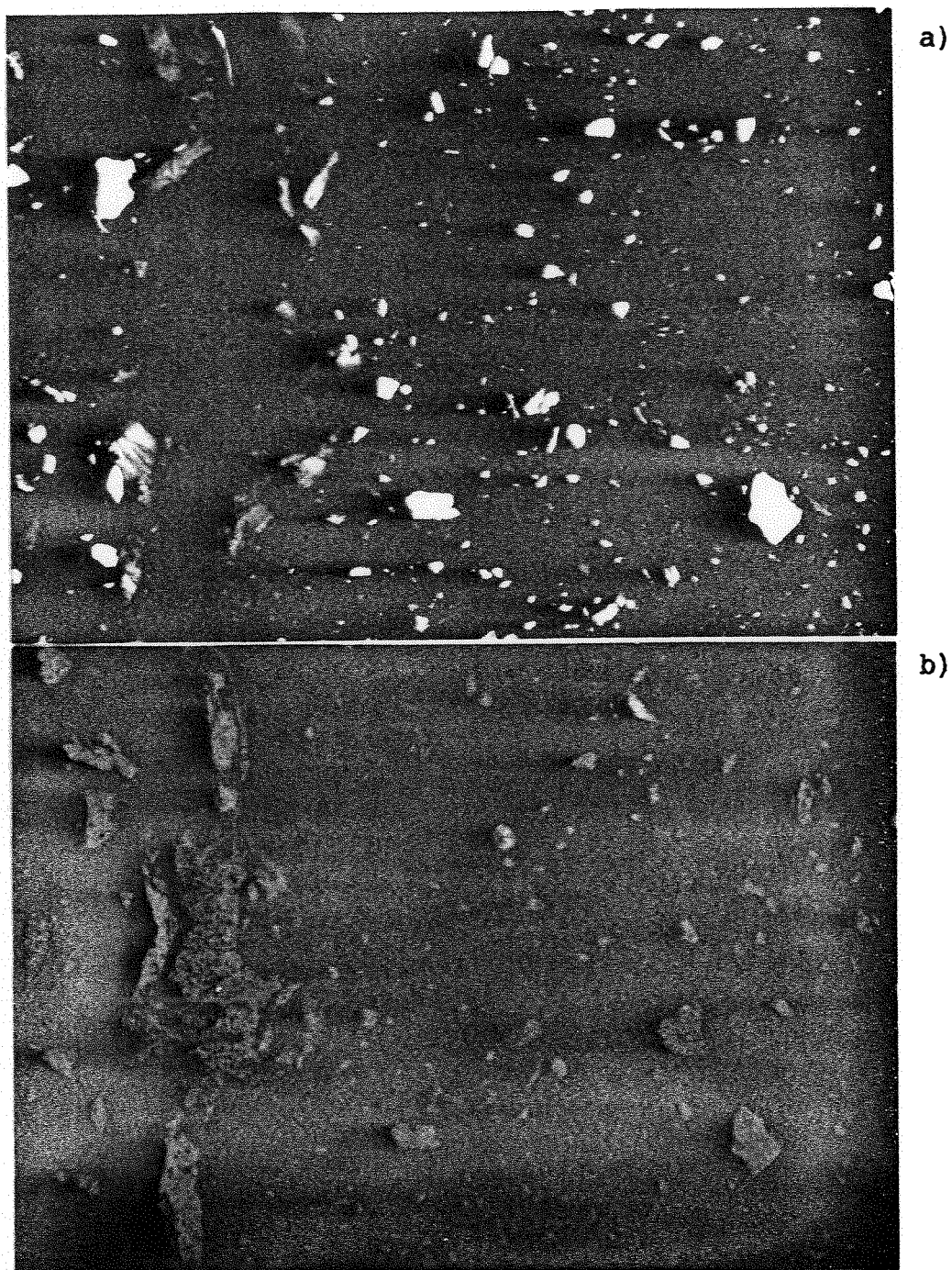


Figura 32. Perfil 6, toposseqüência do Morro Grande. Horizonte Bt2 (75-90cm). Argilãs de iluviação revestindo canal. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

#### 4.4.3.2. Topossequência do També

**També 1:** Perfil de textura arenosa a média com baixo gradiente textural, com fraca agregação, mostrando bandas onduladas (lamelas) de espessura crescente (do A para o B) desde alguns milímetros até 3cm. O plasma das lamelas é constituído essencialmente por material cutânico de argiluviação (Figuras 33 e 34). O arranjo dos constituintes do horizonte B (210 a 500cm), sugere pedogênese intensa com grande homogeneização do perfil (Figura 35). Tal processo seria anterior ao mecanismo pedogenético atual e mais evidente, que é a argiluviação que deu origem as lamelas. Por sua vez as lamelas tem espessura crescente de cima para baixo até o limite com o horizonte B, onde diminuem de tamanho até desaparecerem. Assim sendo o gradiente textural foi formado por frentes de argiluviação contínua, que se iniciaram na transição do horizonte B para o E ou A. O estreitamento das lamelas de baixo para cima até seu virtual desaparecimento no horizonte A, deve estar associado a um processo posterior de degradação de argila nas lamelas, causado pela redução drástica da porosidade nessas zonas, que possibilitam o encharcamento temporário nesses locais. Ferrãs e halos em maior quantidade nas lamelas superiores, corroboram tal hipótese, assim como a coalescência cavitária observada na transição superior de algumas lamelas.

**També 2:** Perfil com gradiente textural elevado, de textura arenosa/média (areia franca/franco argilo arenosa), com seqüência de horizontes A, E, Bt e CR. Nos horizontes E e Bt, aparecem as lamelas alternadas com faixas arenosas claras (Figura 36). A presença significativa de feldspatos no Bt (Figura 37) e CR e sua ausência no A e E, assim como a diferença no grau de selecionamento dos grãos do A e E contra o Bt e o CR, reforçam a hipótese de colúvio levantada a partir da descrição da "stone line" no campo. O gradiente textural seria resultado do colúvio e do processo de formação das lamelas, através da argiluviação que, obstruindo a porosidade, favorece os processos hidromórficos de degradação e perda de argila. O mecanismo descrito no perfil 1 para a

formação do horizonte mais arenoso às expensas do B, se repete neste perfil com as mesmas evidências (vide item feições).

**També 3:** Solo raso com textura média (franca arenosa a franca) e presença comum de fragmentos da rocha subjacente (siltito) ao longo do perfil. De 31 a 40cm de profundidade foi descrita uma linha de seixos de quartzo. A presença de grande quantidade de areia muito mal selecionada, mesclada com as partículas de areia muito fina e silte ao longo do perfil e a virtual ausência dessa areia maior em todas as litorrelíquias examinadas (Figura 38), apoiam a hipótese de colúvio neste perfil. Os ferriargilãs de iluviação observados no contato entre os fragmentos de rocha e o solo, devem ter sido formados pela argila do próprio siltito que, a medida que vai se intemperizando, a libera e esta movimenta-se em curta distância, revestindo os poros e cavidades (Figura 38); a continuidade desses cutãs e o fato de somente aparecerem na interface siltito/solo apoiam essa hipótese. A ferruginização observada em alguns fragmentos do siltito sugere que pelo menos parte do processo de alteração da rocha se dá em condições de hidromorfismo. A homogeneização dos grãos de quartzo (areia média e grossa) do colúvio com o material fino do siltito evidenciam a pedoturbação do perfil; até 30-40cm essa homogeneização poderia ser atribuída ao preparo do solo para cana-de-açúcar, porém isso foi observado até a profundidade de 60cm, o que reforça a idéia de ação da mesofauna na pedoturbação.

**També 4:** Solo profundo com gradiente textural elevado porém com Bt mais argiloso que P1 e P2. O maior teor de silte no A, assim como a ausência de micas nesse horizonte, indicam uma descontinuidade com o Bt1 e Bt2 (Figura 39), que por sua vez tem alta concentração de micas que desaparecem em Bt3, sugerindo mais uma descontinuidade. A granulometria do perfil até 500cm, indica a partir de 300cm o horizonte BC com areia grossa e muito grossa. Todas essas evidências apoiam a hipótese do solo ter como material de origem antigos depósitos aluviais assentados sobre arenito grosseiro, e eventualmente de algum colúvio. O gradiente textural seria formado pelo colúvio mais o processo de argiluviação (Figura 40). Processos de degradação de argila não são muito evidentes neste perfil.

A pedoturbação pelos organismos do solo, não foi suficiente para redistribuir a fração grosseira, como é o caso das micas, que tem tamanho variável entre areia muito fina e média.

**També 5:** Solo profundo, formado a partir de depósitos aluviais com possíveis colúvios, bem a moderadamente drenado com distribuição granulométrica e estruturas micromorfológicas que indicam forte participação da mesofauna do solo e da argiluviação em sua pedogênese. Os ferriargilãs e argilãs de iluviação ocorrem nos poros menores pois lá o fluxo seria menos turbulento e com menor densidade de argilas, permitindo a floclação partícula por partícula, favorecendo a orientação destas (Figura 41). Já nas galerias quando o solo está saturado, o fluxo seria mais turbulento e denso, não permitindo uma deposição ordenada das placas de argila; a espessura, o contraste c/ o plasma matricial e sua aderência às paredes são evidências de que se trata de revestimentos (Figura 42). O grande número de pápulas de argiluviação e de ferriargilãs atuais, denotam que a argiluviação atuou e atua no perfil como importante processo de homogeneização da textura nesses depósitos aluviais. Os processos de movimentação do ferro evidenciados (Figura 41), poderiam favorecer a dispersão e translocação das argilas.

**També 6:** Solo profundo, bem drenado, argiloso, com poucas feições pedológicas e com estrutura plásmica omnissépica com tendência a mossépica incipiente (Figura 43). Boa parte dos agregados menores que 2mm, devem ser de origem biológica, devido à sua forma, tamanho e triagem de grãos observada na matriz desses agregados. O hidromorfismo é tenue neste perfil.



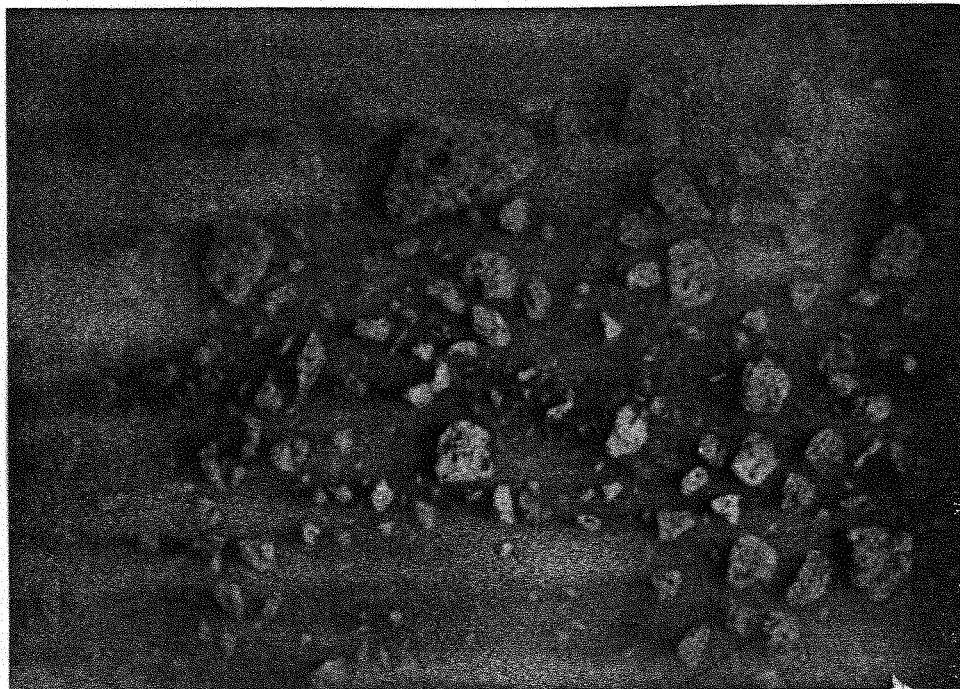


Figura 33. Topossequência da fazenda do També. Perfil 1, horizonte E com lamelas (80-95cm). Transição entre lamela (parte inferior da foto) e interlamela. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (38x).

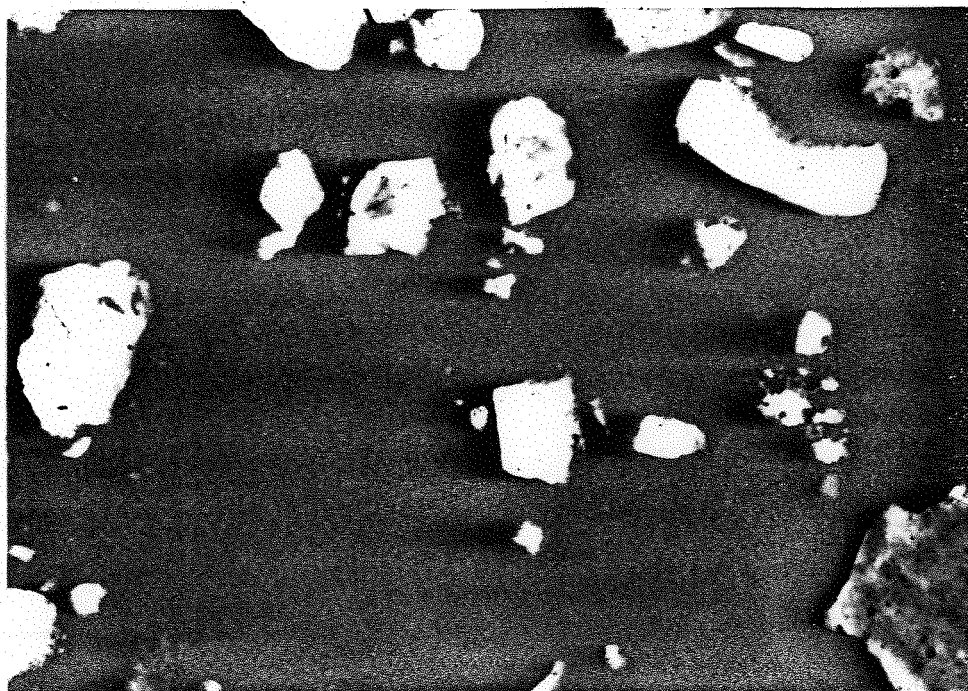


Figura 34. Toposseqüência da fazenda do També. Perfil 1, horizonte E com lamelas (80-95cm). Detalhe da lamela, com porosidade preenchidas por ferriargilãs de iluviação. Fotomicrografia sob luz polarizada com nicóis cruzados (150x).

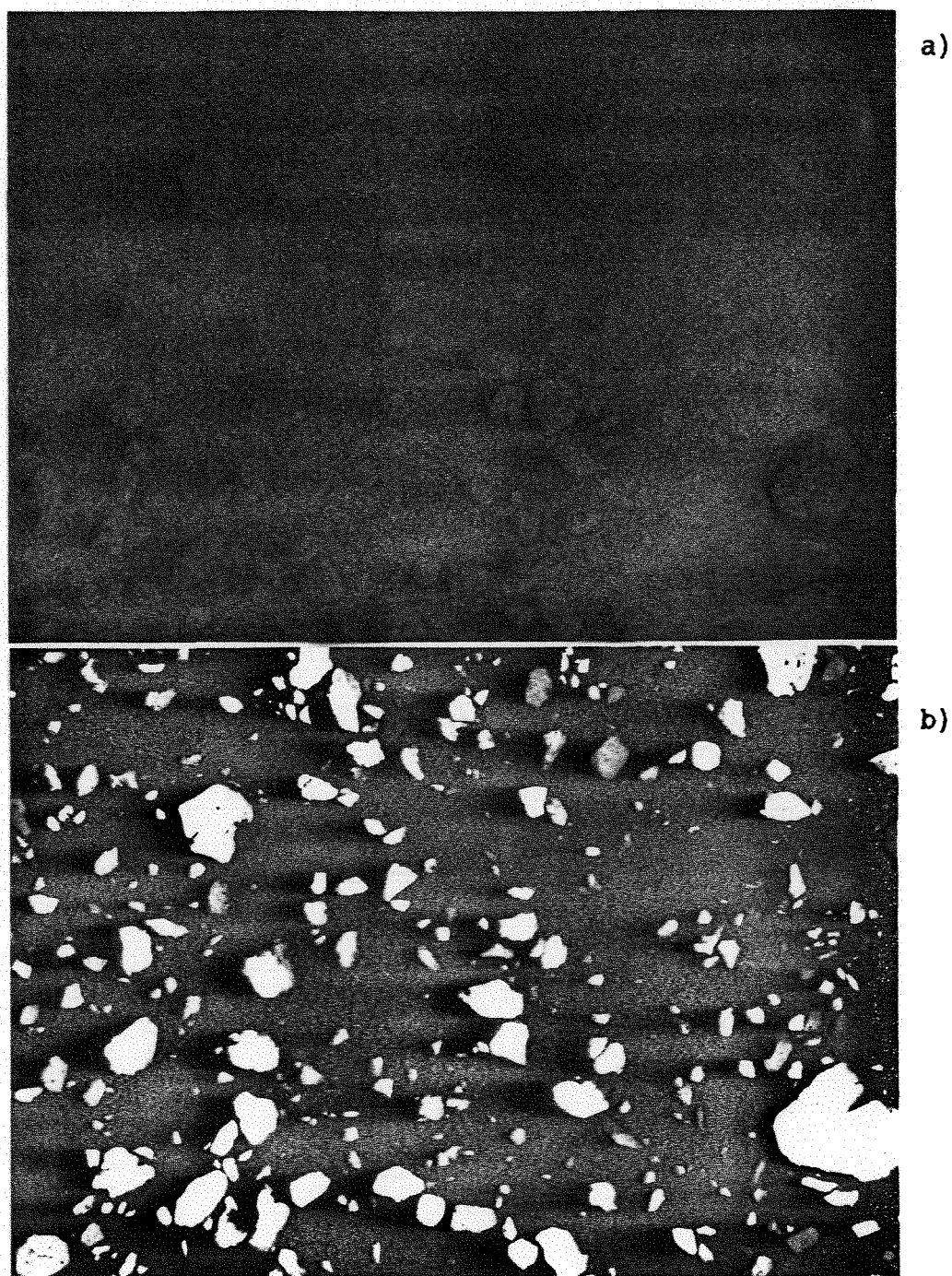


Figura 35. Toposseqüência da fazenda do També. Perfil 1, horizonte Bt (210-220cm). Trama gefúrica-quitônica, grãos e plasma com tendência isótica. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e sob nicóis cruzados (b). (38x).

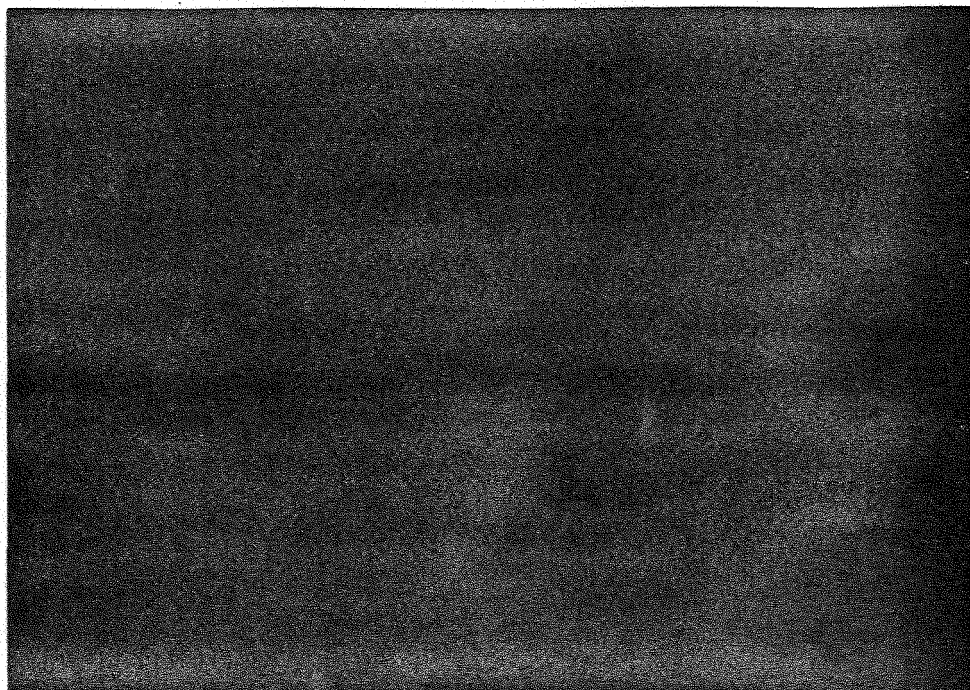


Figura 36. Topossequência da fazenda També, horizonte E (28-36cm) do perfil 2. Resquílios da lamela argilosa dispostos horizontalmente lâmina. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (38x).

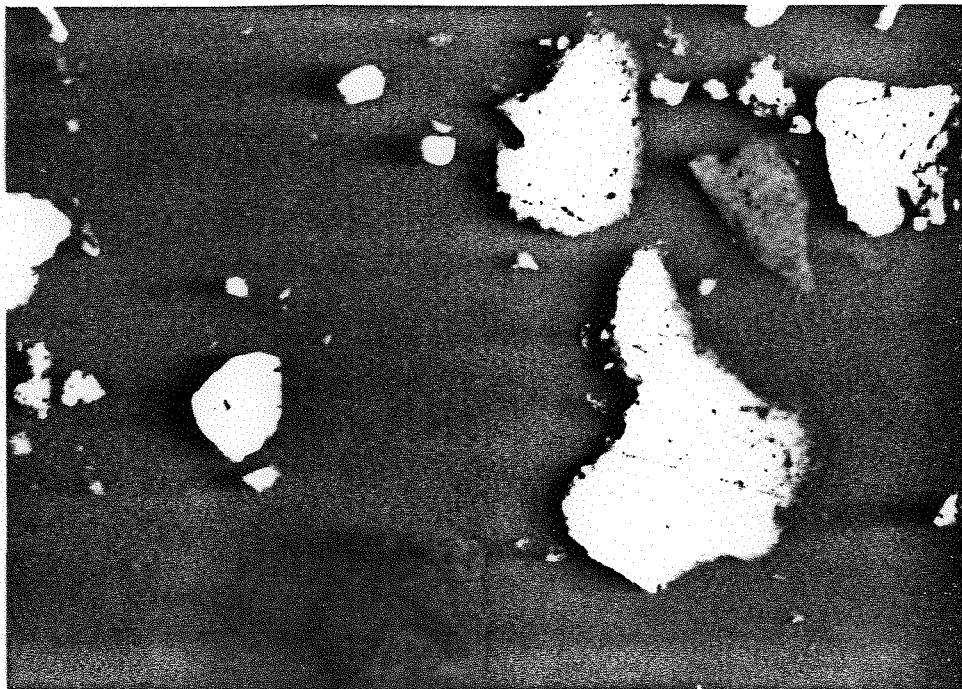


Figura 37. Topossequência da fazenda També, horizonte 2Bt (150- 160cm) do perfil 2. Feldspato (microclina) no centro do campo examinado. Fotomicrografia sob luz polarizada com nicóis cruzados. (150x).

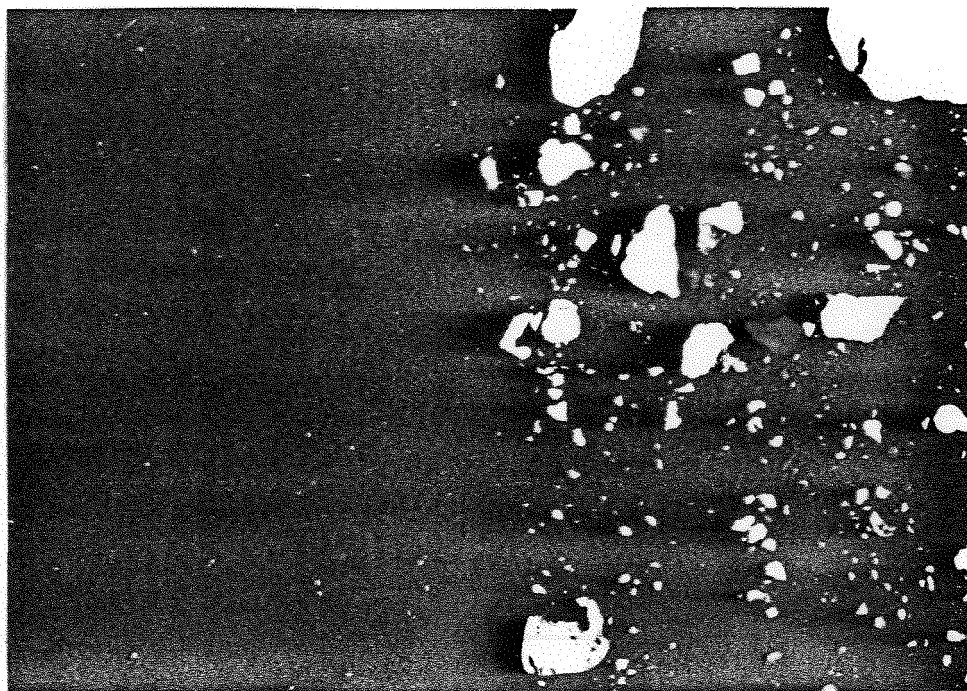


Figura 38. Topossequência da fazenda do També. Perfil 3, horizonte Bi (44-52cm). Ferriargilãs em cavidades na interface rocha-solo. Note-se a diferença da rocha e a matriz do solo quanto ao grau de seleção dos grãos. O plasma da matriz do solo é silassépico. Fotomicrografia sob luz polarizada e com nicóis cruzados (38x).

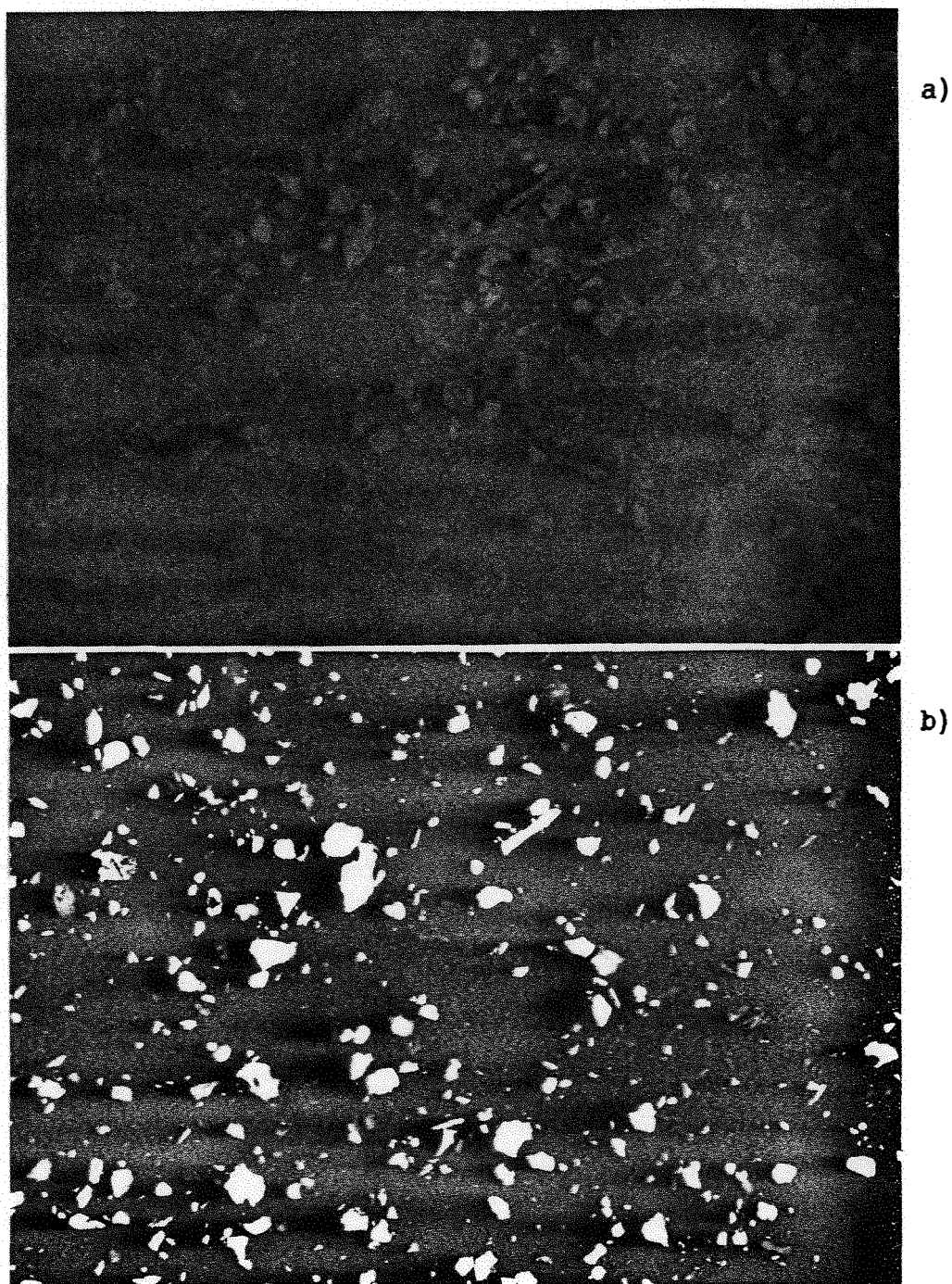


Figura 39. Topossequência da fazenda do També. Perfil 4, horizonte Bt1. Trama porfírica com grande quantidade de micas e/ou pseudomorfos. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e sob nicóis cruzados (b). (38x).

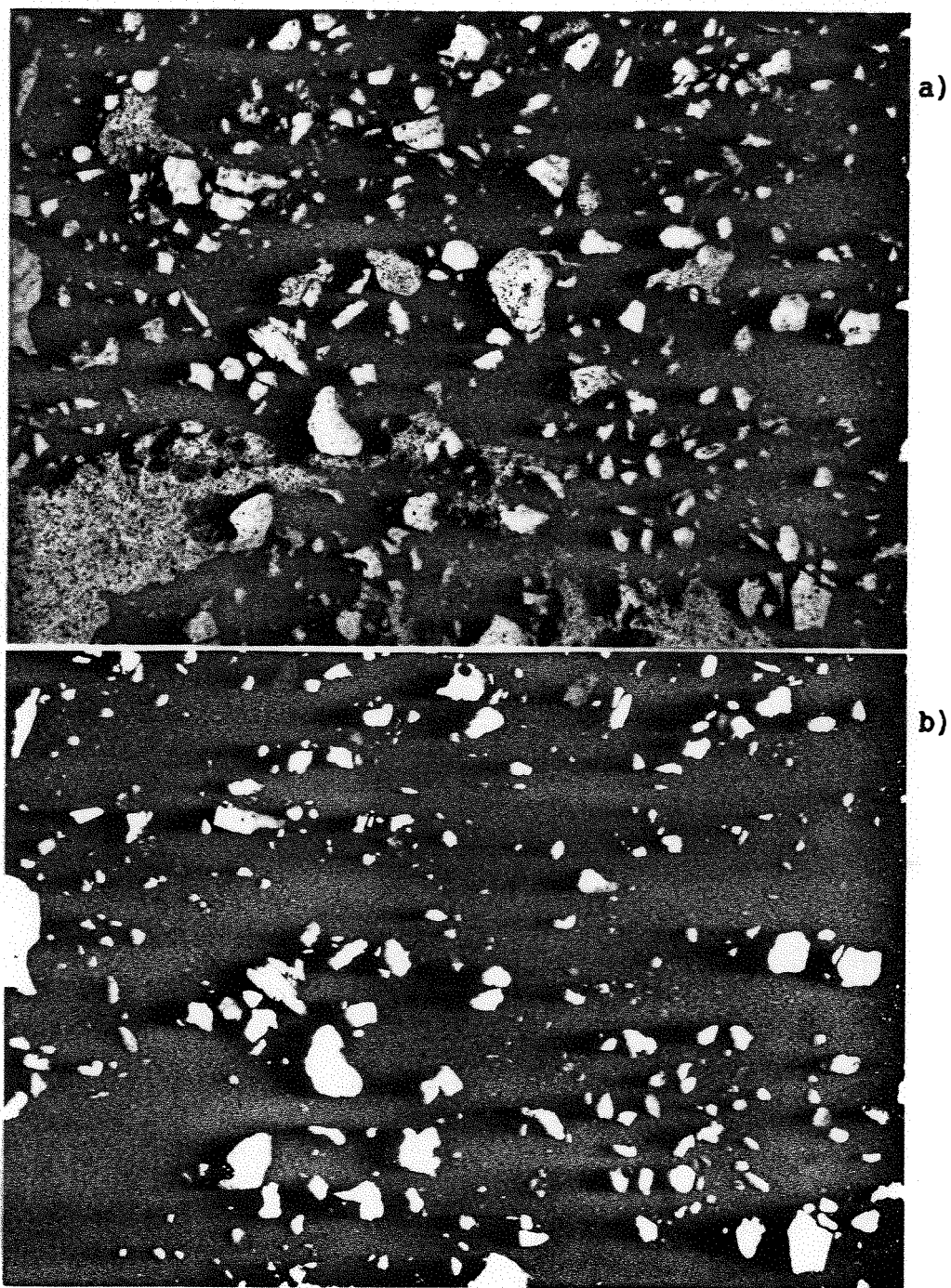


Figura 40. Topossequência da fazenda També, perfil 4, horizonte Bt2 (110-120cm). Ferriargilãs preenchendo cavidades e canais. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).



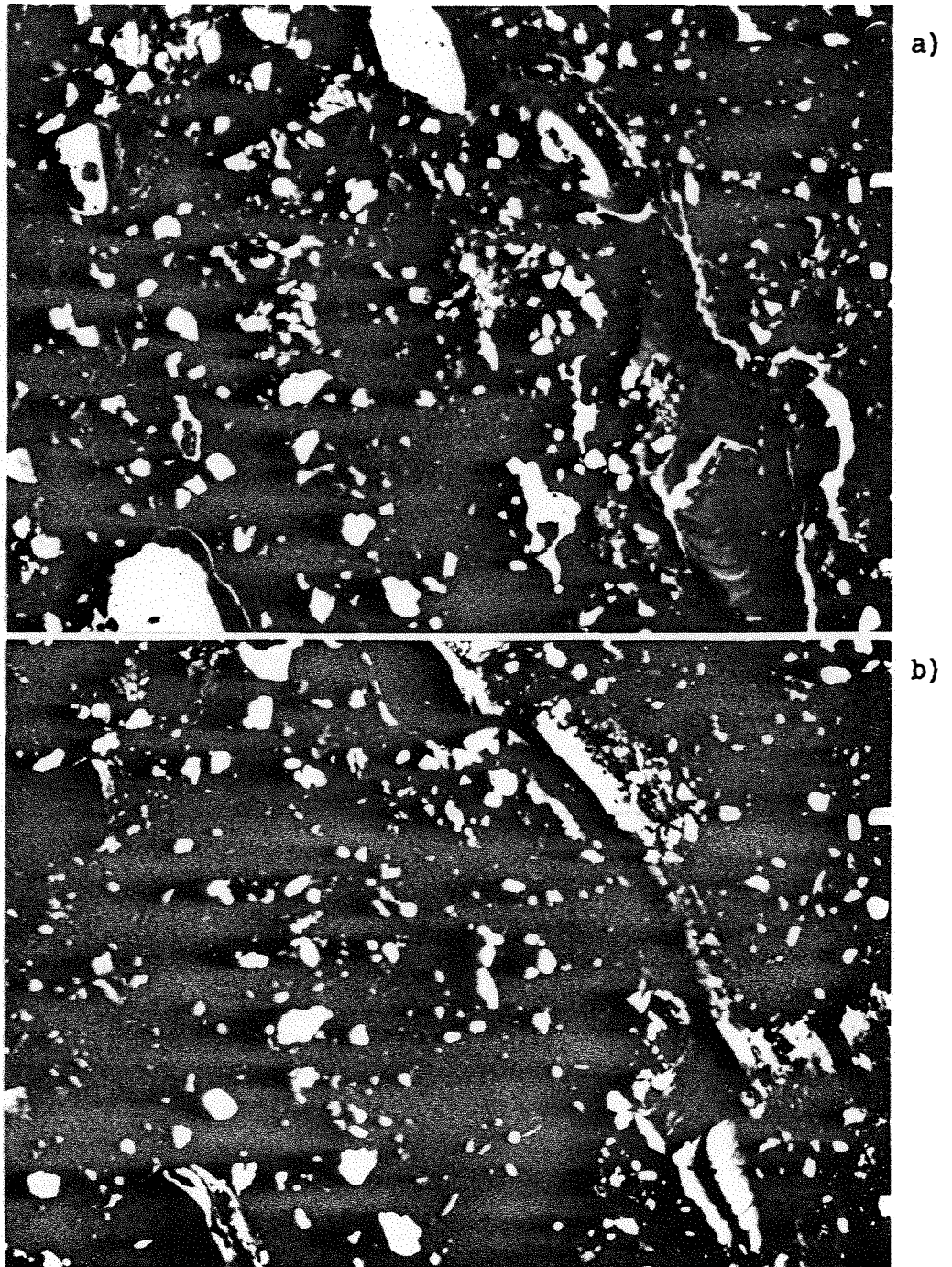


Figura 41. Topossequência da fazenda També, perfil 5, horizonte Bt2g. Ferriargilãs de iluviação, hematãs e halos. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

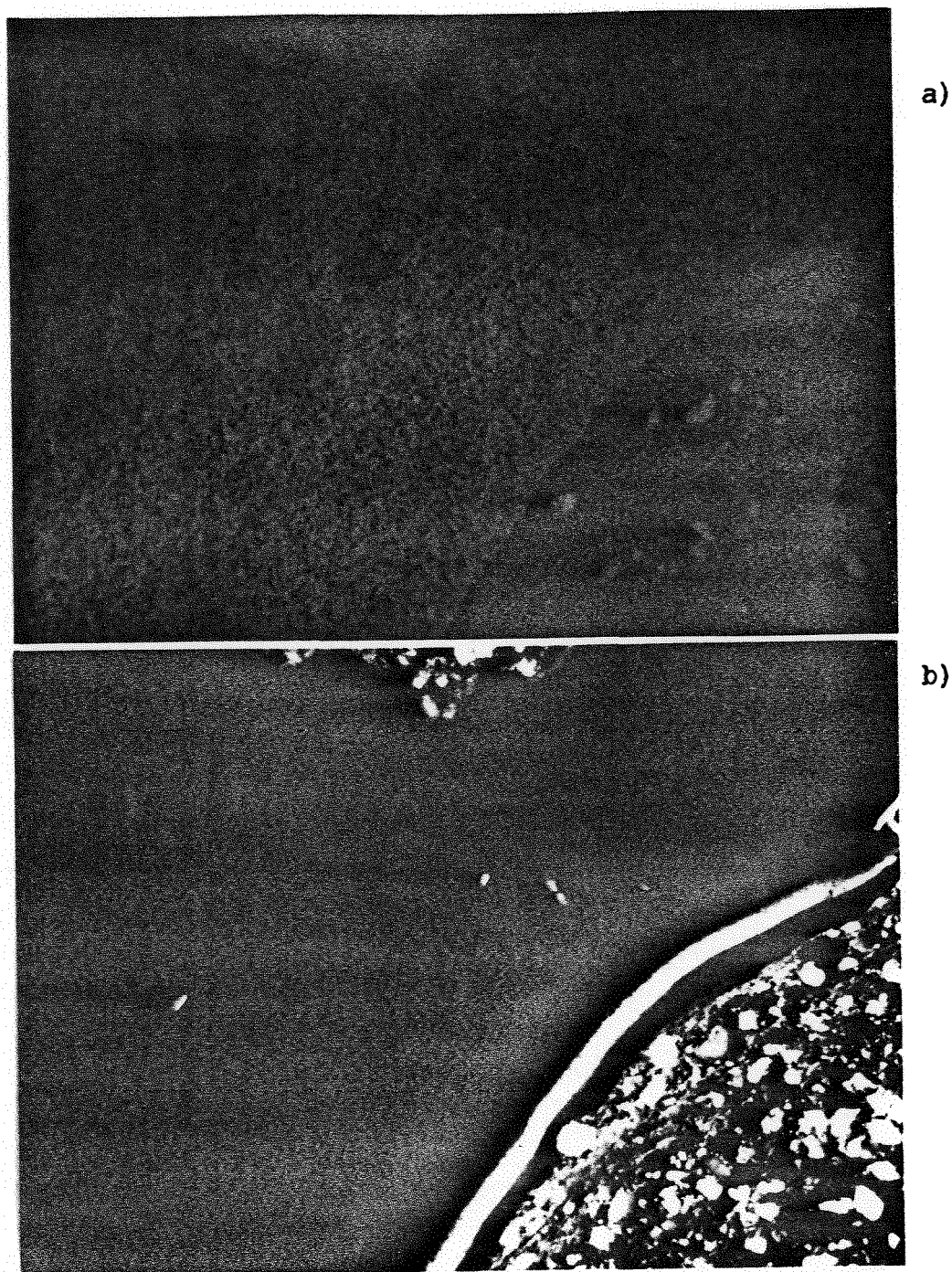
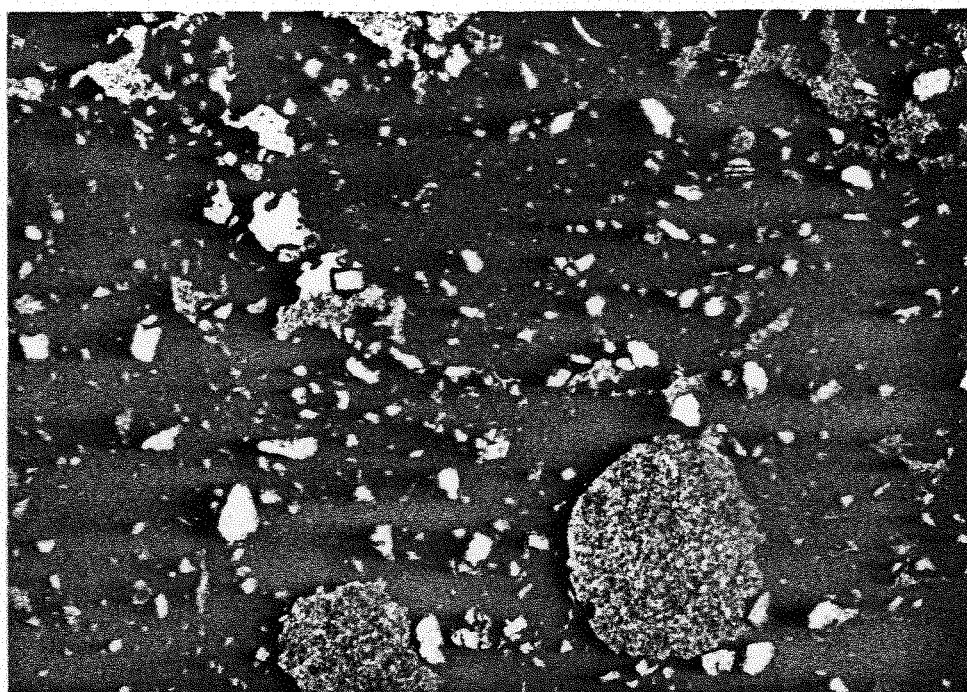
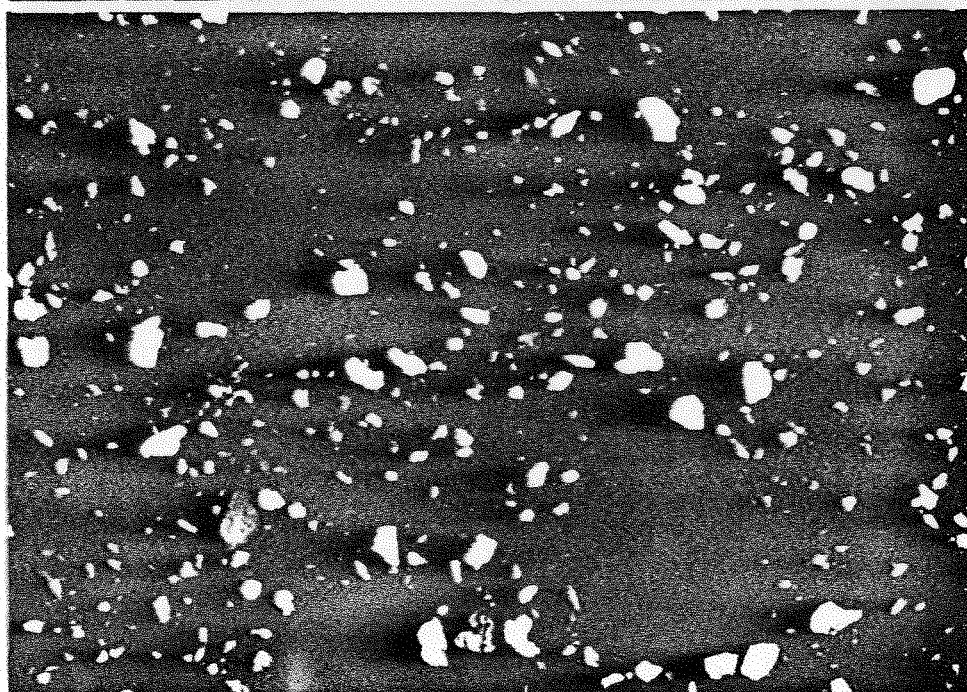


Figura 42. Fotomicrografias do horizonte Bt2g (125-140cm) do perfil Também 5. Galeria biológica em primeiro plano. A parede do agregado tem revestimento denso observado macro e microscopicamente. Observações sob luz polarizada em um plano (a) e sob nicóis cruzados (b). (38x).



a)



b)

Figura 43. Toposseqüência da fazenda Também. Perfil 6, horizonte Bi (102-110cm). Trama porfírica com plasma omnisépico com tendência a mossépico. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

#### 4.4.3.3. Topossequência do Lobo.

**Lobo 1:** Latossolo de textura argilosa com trama, cor e estrutura do plasma semelhantes aos latossolos do topo da topossequência do Morro Grande (Figura 44). Os grãos também se assemelham quanto a sua morfoscopia sendo porém em maior número. Da mesma forma que naquela topossequência a atividade da mesofauna é intensa no perfil.

**Lobo 2:** Solo profundo com baixo gradiente textural, de textura argilosa (40% de argila) com horizonte B com agregação moderada a fraca que tem subestrutura granular. Esta estrutura granular é crescente de cima para baixo (Figuras 45 e 46), passando a trama de porfírica com leve tendência granóidica no AB (Figura 45), para porfírica com forte tendência granóidica e com domínios granóidicos, e finalmente para granóidica com tendência porfírica e localmente grânica (Figura 46). O plasma isótico em todo o perfil aliado a essa evolução da estrutura em profundidade, e considerando a total ausência de cutãs, indica que se trata de um latossolo com horizonte B adensado e com estrutura em blocos até 150cm. A tradagem profunda do L1 mostra a mesma granulometria que L2 a partir de 300cm, até 600cm, quando aparece uma "stone line" e daí para o diamictito. Tal fato indica que o colúvio do topo é formado por dois estratos ambos vermelhos e argilosos, porém o inferior possui mais areia e com grau de seleção menor. Isso explicaria a granulometria do L2 e também a presença de grãos menos selecionados (Figura 45), sendo provável então, que L2 seja derivado do estrato inferior do colúvio do topo.

**Lobo 3:** Solo de textura média com horizonte B textural e transição abrupta de A para B. Os grãos diferem muito dos perfis anteriores (Figura 47), especialmente quanto ao grau de selecionamento (aparece areia muito grossa em todo o perfil). A formação do gradiente textural deve estar relacionada à combinação dos mecanismos de argiluviação c/ redução da porosidade (Figura 48) e posterior degradação das argilas por processos hidromórficos. O material de origem é totalmente diferente dos perfis anteriores, devendo-se tratar de um depósito areno-argiloso de um nível de terraço elevado do Rio Piracicaba. A tradagem não

foi possível além dos 250cm, pois nessa profundidade a "stoneline" de seixos de quartzo, quartzito, sílex e arenito, não permitiu o avanço do trado. Esta evidência apoia a ideia da existência de um nível de terraço elevado.

**Lobo 4:** Solo argiloso com pequeno gradiente textural e seqüência de horizontes Ap, Bt(trama porfírica com cutãs de argiluviação-Figuras 49 e 50) e Bw(trama granódica c/ plasma isótico-Figura 51). O gradiente textural seria formado principalmente pelo processo de argiluviação, dando origem a um Bt a partir de material latossólico. Este teria sido previamente adensado pela ação deformadora dos ciclos sucessivos de umedecimento com saturação e posterior secamento. A concentração do fluxo d'água nas paredes e cavidades favoreceria a dispersão e migração das argilas. O maior conteúdo de grãos em comparação com L1, apoia a hipótese de mistura do material do topo da toposseqüência que teria sido erodido, já com características latossólicas, e transportado na forma de fluxo de massa durante uma fase semiárida, misturando-se conseqüentemente com o material arenoso do terraço elevado do Piracicaba (L3), formando depósitos de talus que posteriormente seriam reentalhados e reafeiçoados por fases geomórficas sucedentes.

**Lobo 5:** Solo profundo (solum=400cm), com seqüência de horizontes A, Bt e Bw. As características latossólicas permanecem no perfil (Figura 52), porém o Bt é mais evidente e o gradiente textural é maior que em L4. Mobilização de ferro, argiluviação e adensamento da trama granódica passando a porfírica teriam formado o Bt (Figuras 53 e 54), a partir de Bw, até a profundidade de 70cm. O Bt é mais evidente que em L5 e isto deve estar associado ao maior número de ciclos com umedecimento com saturação e secagem na posição de sopé da vertente.

**Lobo 6:** Solo profundo com drenagem boa a moderada, sem evidências de estratificação e com feições que indicam uma pedogênese mais desenvolvida do que se esperava para a posição que ocupa na paisagem (lomba ou dique marginal). Alteração de minerais primários (Figura 55), hidromorfismo, bioturbação e argiluviação (Figura 56) são evidentes no perfil.

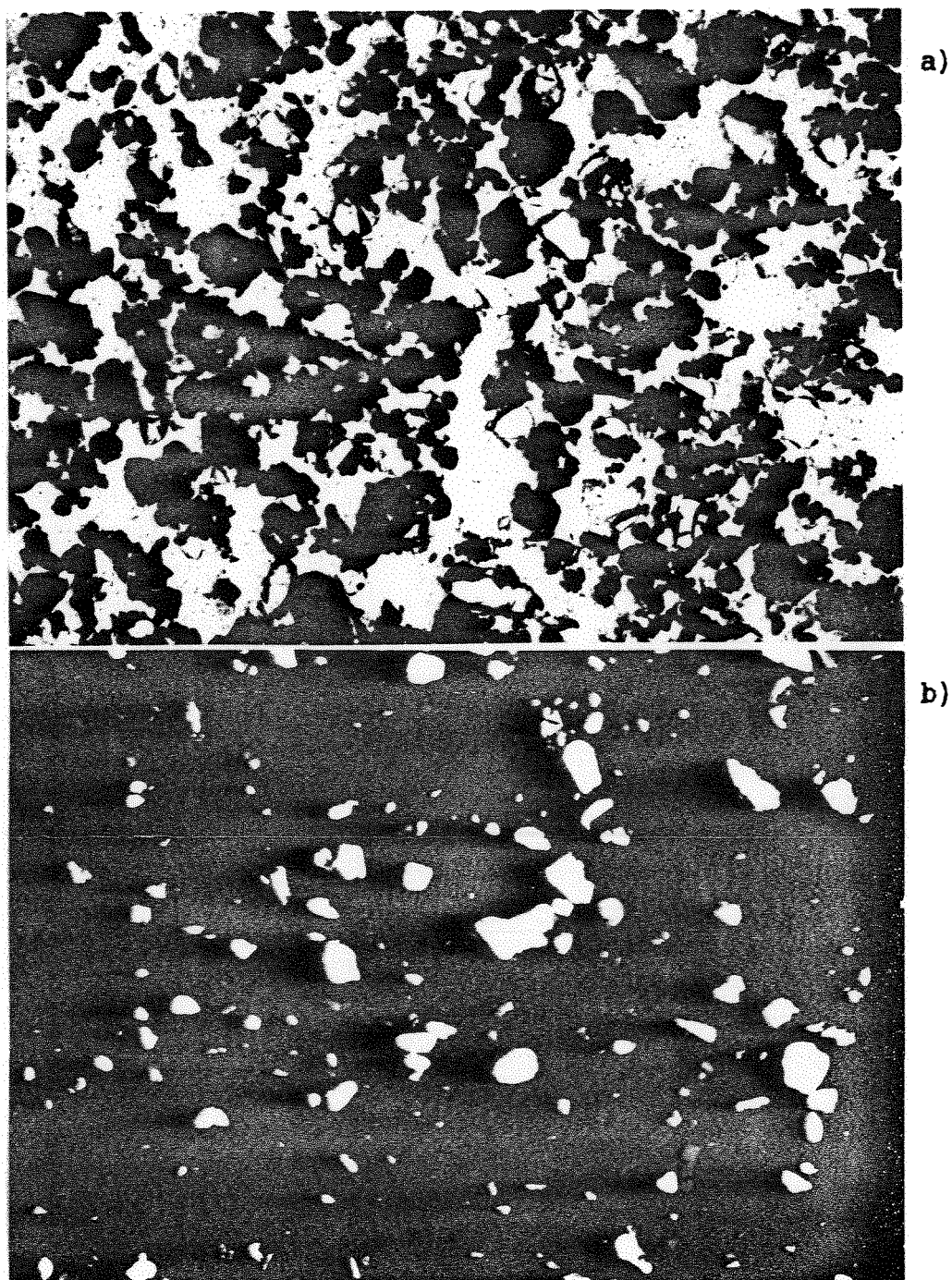


Figura 44. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 1, horizonte Bw (130-137cm). Trama grânica e plasma isóptico. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

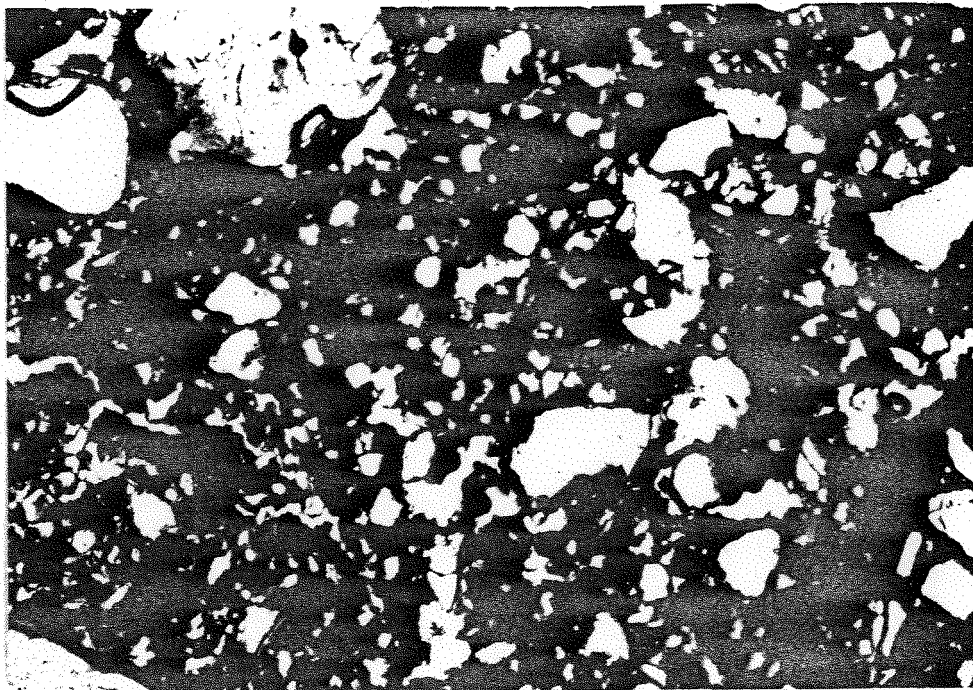


Figura 45. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 2, horizonte AB.  
Trama porfírica e grãos com grau de seleção inferior ao perfil Lobo  
1. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (38x).

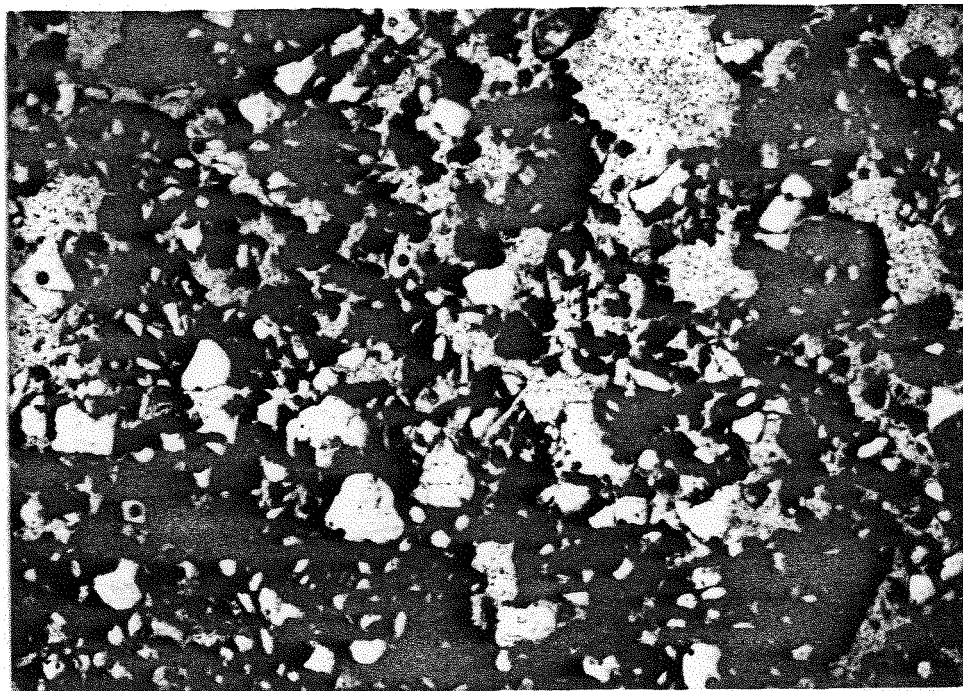


Figura 46. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 2, horizonte Bw2 (120-128cm). Trama granódica localmente porfírica. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (38x).



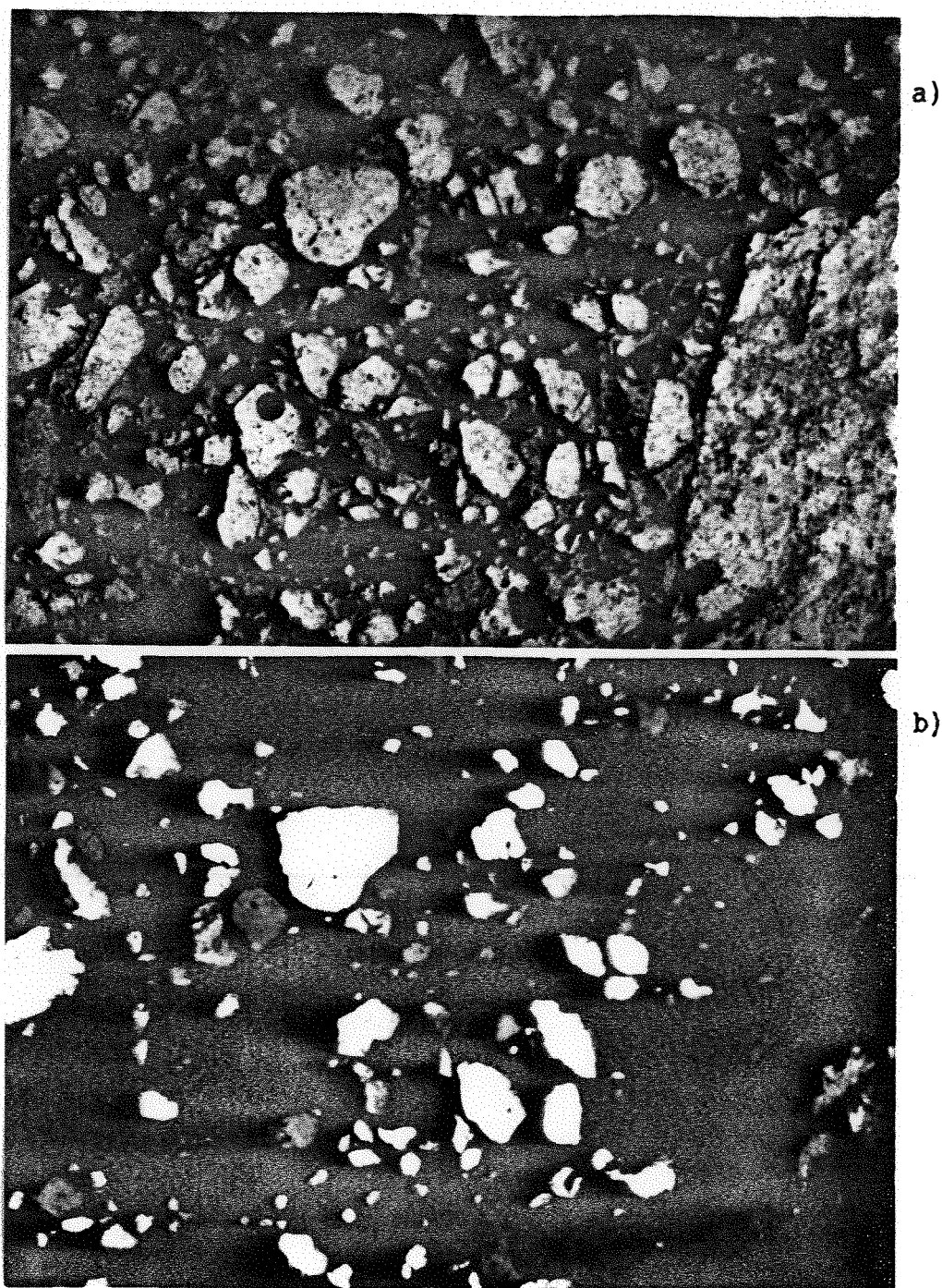


Figura 47. Toposseqüência da fazenda do Lobo. Perfil 3, horizonte A. Trama gefúrica e grãos com grau de seleção muito baixo. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

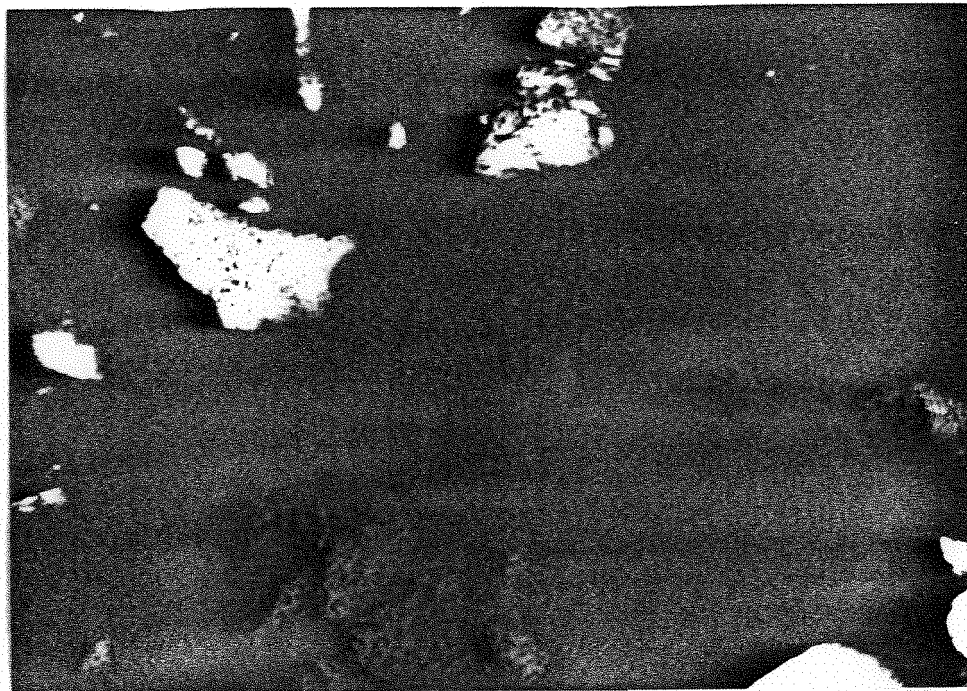


Figura 48. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 3, horizonte Bt(110-118cm). Detalhe de ferriargilãs de iluviação. Fotomicrografia sob luz polarizada com nicóis cruzados (150x).

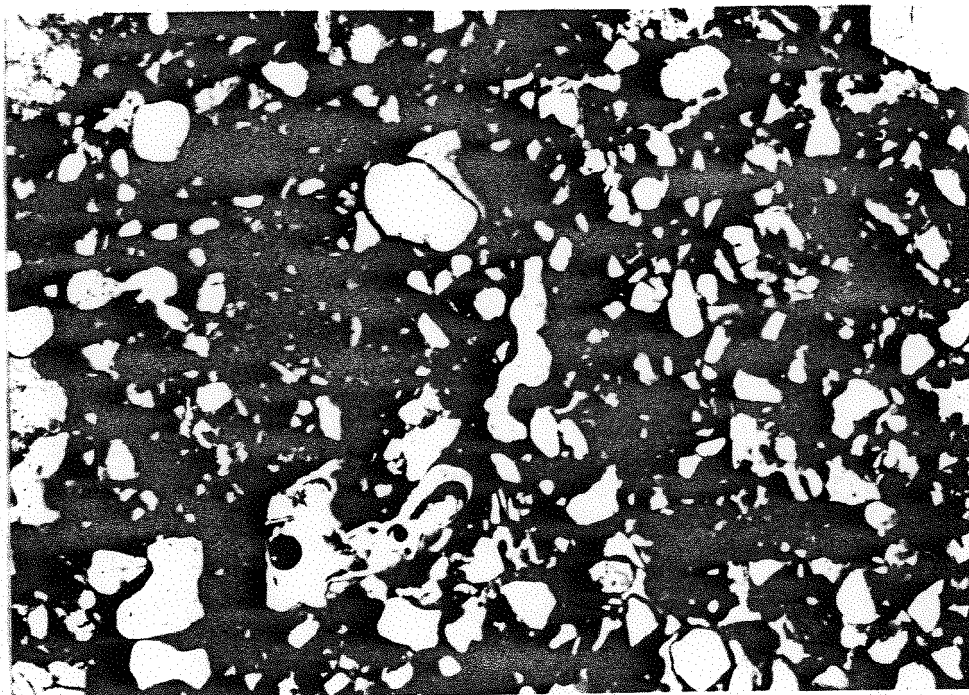


Figura 49. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 4, horizonte Bt (64-72cm). Trama porfírica com tendência granóidica e com ferriargilãs. Fotomicrografia sob luz polarizada em um plano (38x).

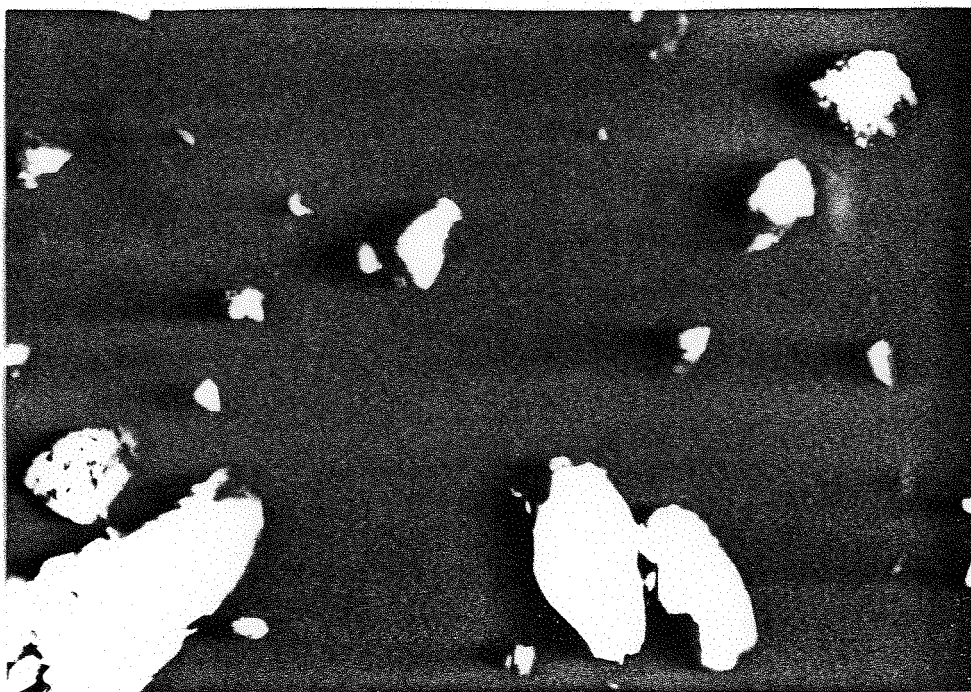


Figura 50. Toposequência da fazenda do Lobo. Perfil 4, horizonte Bt (64-72cm). Detalhe dos ferriargilões em fotomicrografia sob luz polarizada com os nicóis cruzados (150x).

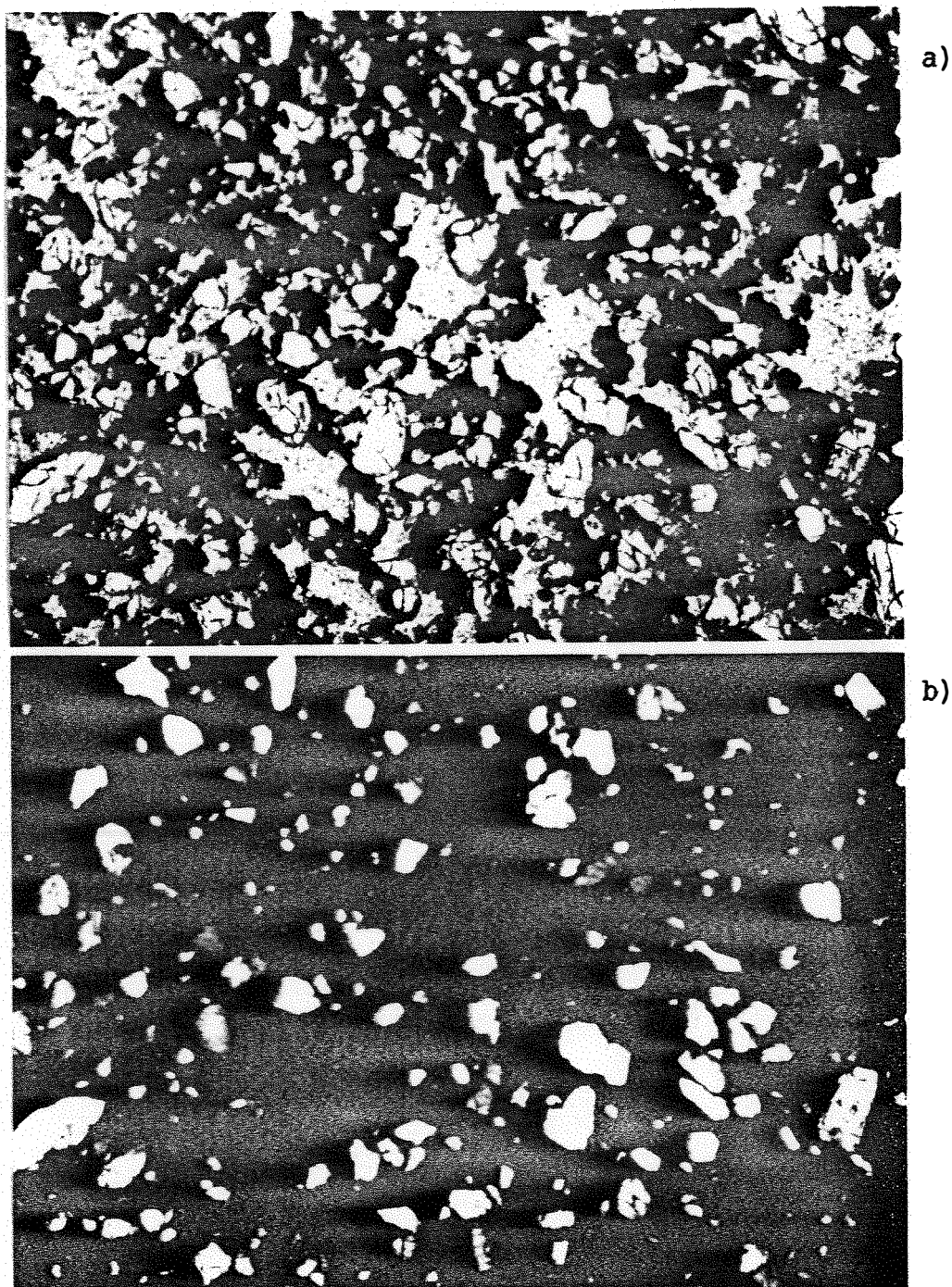


Figura 51. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 4, horizonte Bw (110-118cm). Trama granódica com plasma isótico. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

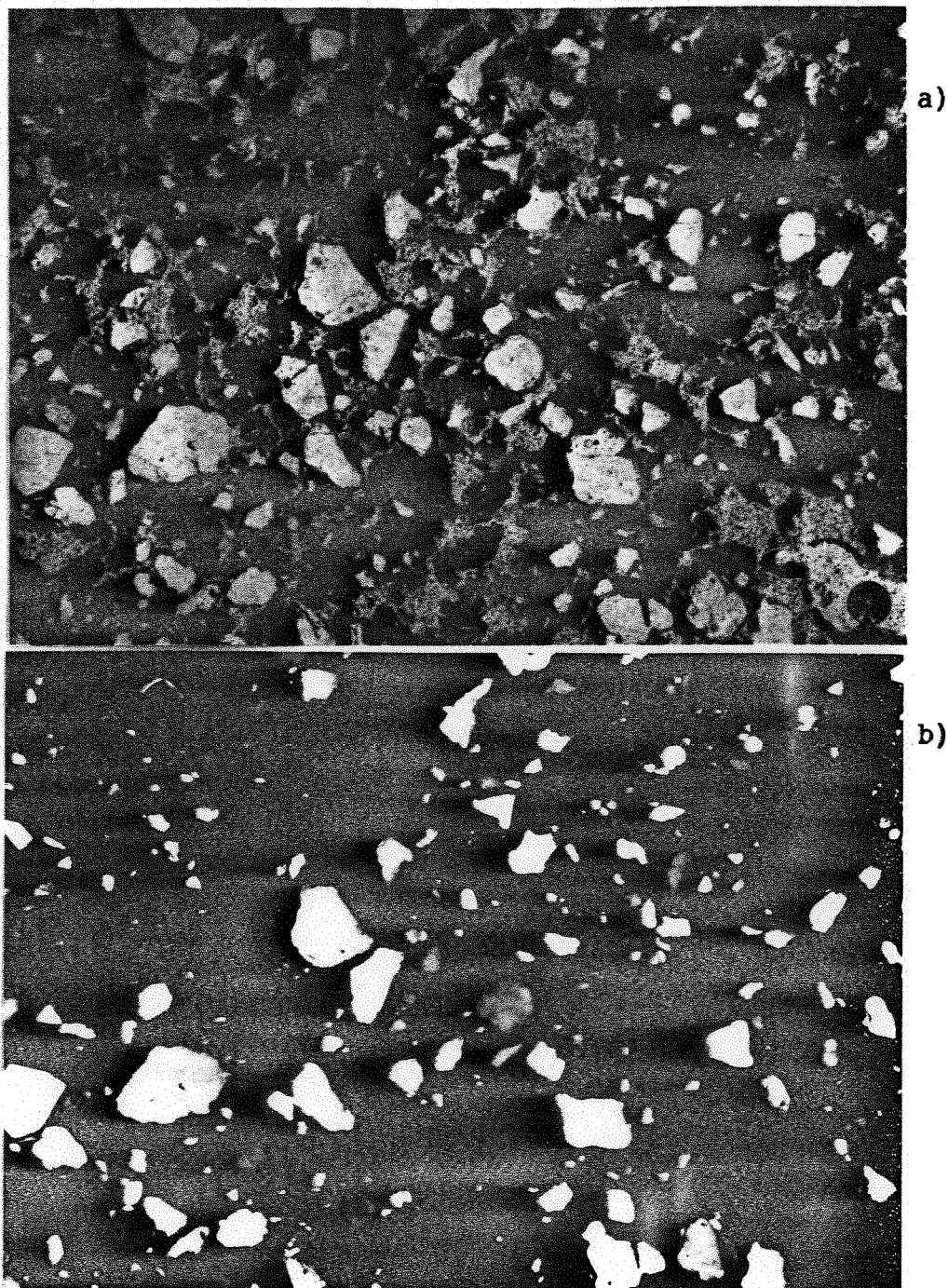


Figura 52. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 5, horizonte Bw (95-103cm). Trama granódica, plasma isótico e ausência de minerais primários intemperizáveis. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

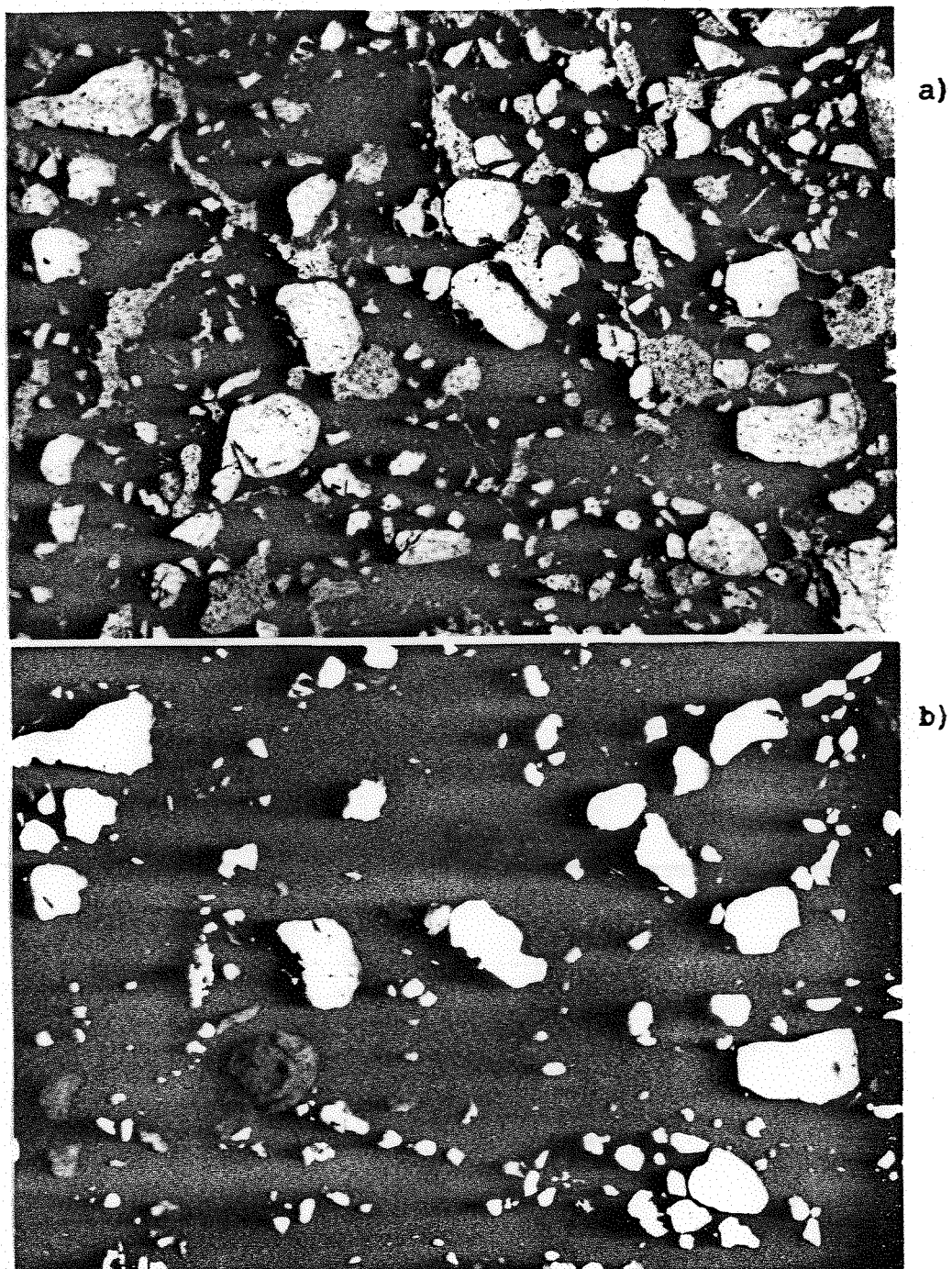


Figura 53. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 5, horizonte Bt (52-60cm). Trama porfírica aparentemente formada por coalescência de microagregados provocada pela argiluviação. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com nicóis cruzados (b). (38x).

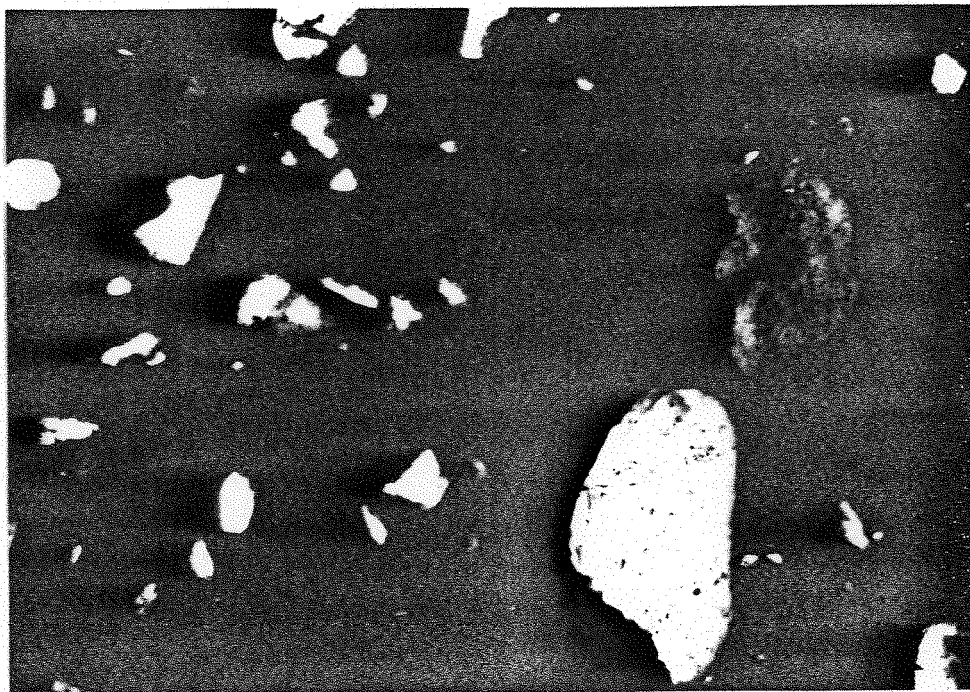


Figura 54. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 5, horizonte Bt (52-60cm). Detalhe de ferriargilãs de iluviação. Fotomicrografia sob luz polarizada e com nicóis cruzados (150x).



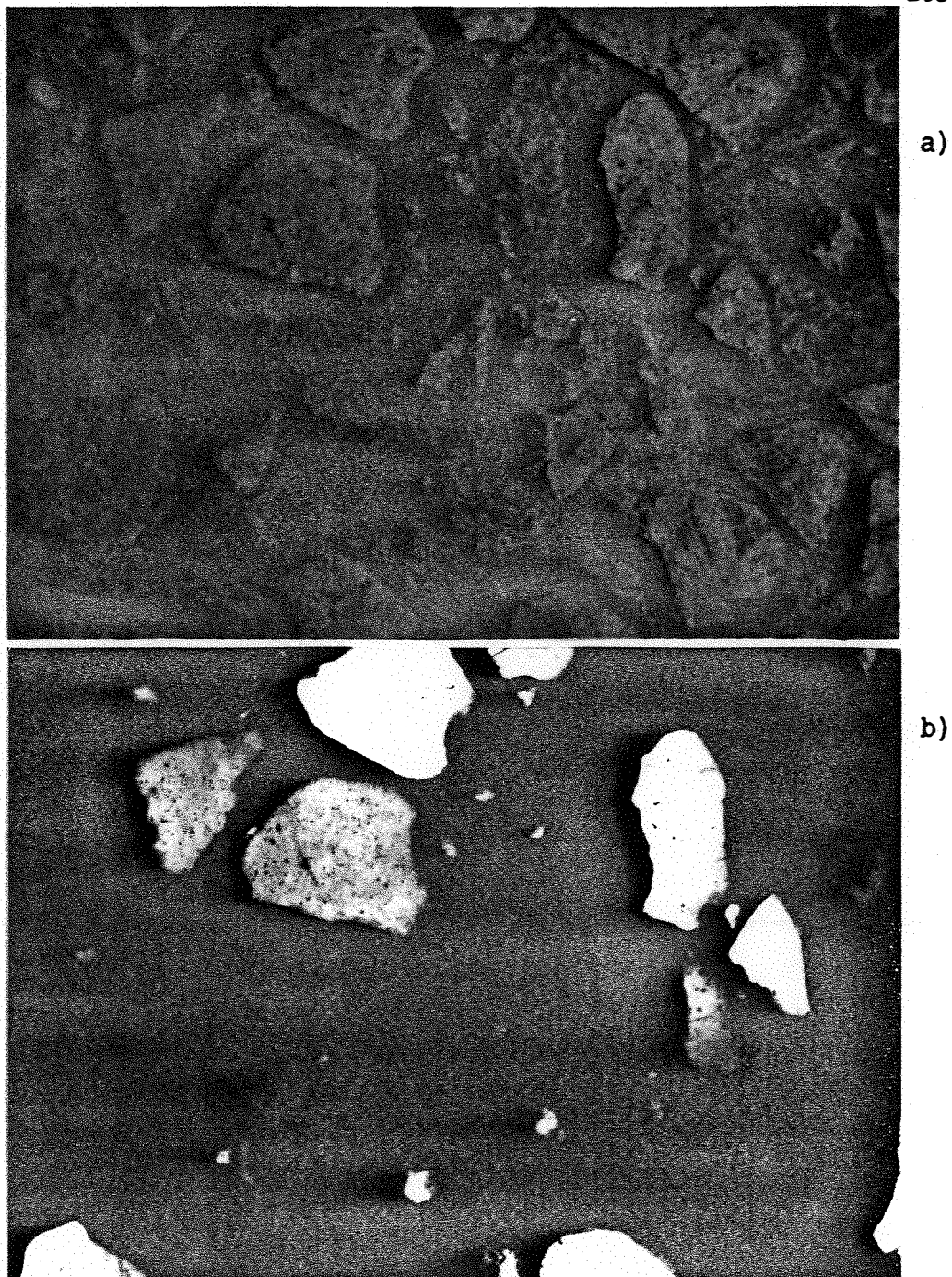


Figura 55. Topossequência da fazenda do Lobo. Perfil 6, horizonte BA (37-52cm). Trama quitônica localmente gefúrica. Ao centro, detalhe de grão de feldspato em estágio avançado de intemperismo. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com os nicóis cruzados (b). (150x).

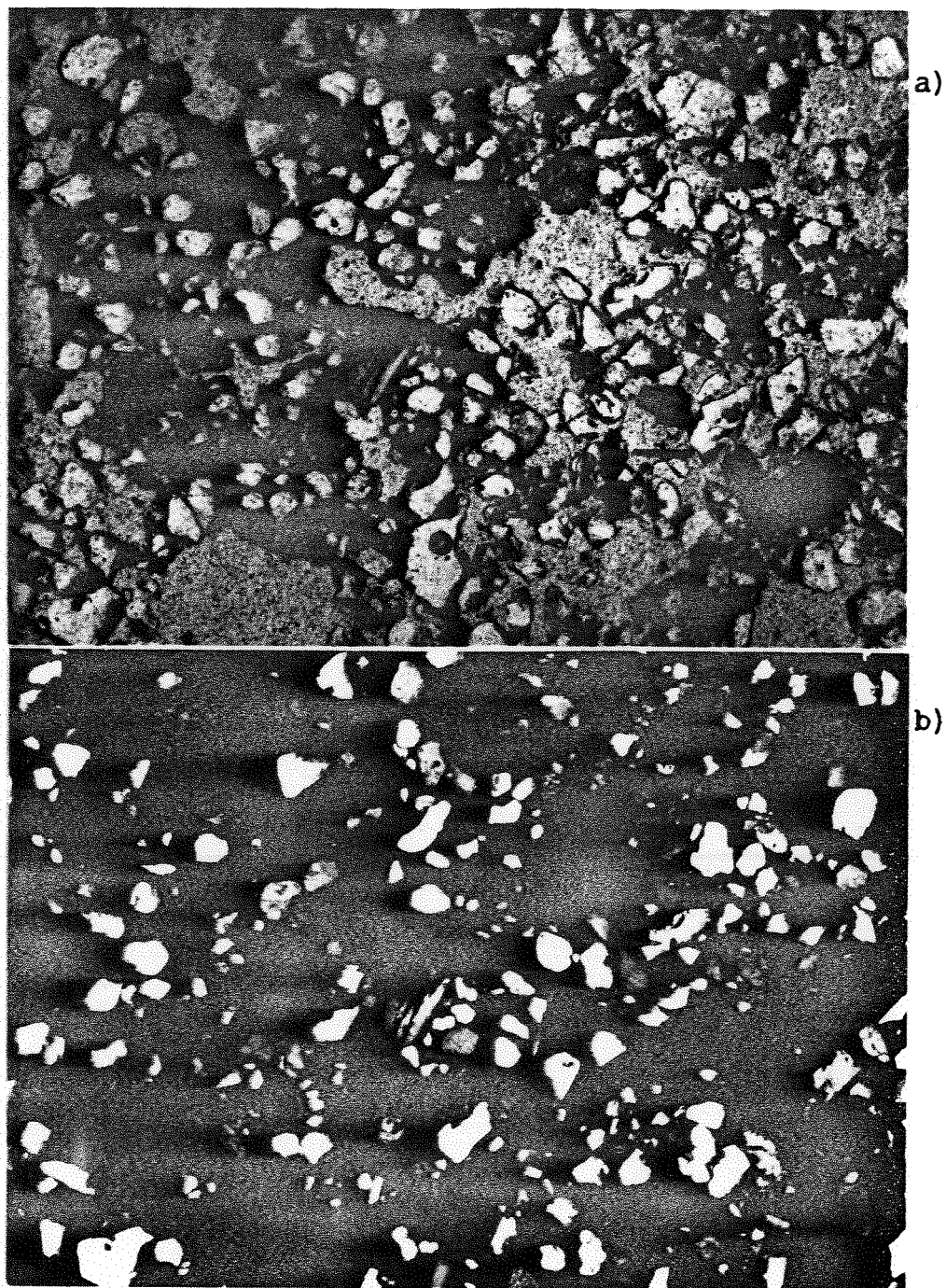


Figura 56. Toposseqüência da fazenda do Lobo. Perfil 6, horizonte Bi2 (135-143cm). Domínio porfírico com grande quantidade de ferriargilãs de iluviação. Fotomicrografias sob luz polarizada em um plano (a) e com os nicóis cruzados (b). (38x).

#### 4.4.4. Mineralogia da fração argila.

Os difratogramas da fração argila das tres toposseqüências são apresentados no apêndice 5.

##### 4.4.4.1. Toposseqüência do Morro Grande.

Os difratogramas da fração argila dos perfis localizados no topo, mostraram uma idêntica mineralogia . São solos cauliniticos com presença de gibbsita e de vermiculita com hidroxí nas entrecamadas, ou simplesmente VHE (FONTES, 1990), esta última em menor proporção. A partir de 8 metros de profundidade, na camada de rocha alterada (provavelmente siltitos do Ptt), atingida pela tradagem profunda realizada no perfil 3b, surge o pico ao redor de 1,0 nm correspondente às micas, supostamente ilita, além da caulinita e pouca gibbsita.

A partir do perfil 4, a mineralogia se modifica ligeiramente, com o surgimento de ilita no horizonte Bt desse solo. A ocorrência de ilita aumenta gradativamente em direção ao sopé, sendo que o perfil 6 tem mineralogia mista entre 2:1(ilita) e 1:1 (caulinita), com pequena participação de gibbsita e de vermiculita.

A participação crescente das micas a partir do ombro da vertente em direção ao sopé, foi percebida na fração areia através do exame micromorfológico e na fração argila pela difração de raios X. Tal evidência, associada ao fato de ocorrer mica somente após 8m de profundidade, no topo da vertente ao se atingir a alteração do substrato rochoso, apoiam a hipótese de mudança de material de origem a partir da meia encosta da vertente correspondente à superfície II.

##### 4.4.4.2. Toposseqüência do També.

Perfis 1 e 2: solos cauliniticos com presença de ilita, de interestratificados ilita-vermiculita e de gibbsita. No perfil 2 há um

ligeiro aumento na intensidade do pico da illita. A partir do perfil 3 a mineralogia é semelhante a 1 e 2, porém começa a haver participação de vermiculita, que é mais evidente nos perfis 5 e 6 na várzea.

#### 4.4.4.3. Topossequência do Lobo.

Mineralogia dos perfis 1, 2, 3 e 4 é semelhante a dos perfis que ocupam o topo do Morro Grande (latossolos): solos cauliniticos com gibbsita e presença de vermiculita com hidroxí entre camadas (VHE). Na amostra da alterita do diamictito arenoso do CPi, situada logo abaixo da cobertura vermelha no L1 e a 8 metros de profundidade, surgiu o pico de 1,0 nm diagnóstico da mica, mineral não identificado em nenhum dos solos em questão. O mesmo ocorreu no perfil L4, onde a amostragem feita a 8,5 metros atingiu a alterita e mostrou a presença de mica, não sendo constatada a VHE.

Apenas no horizonte B (amostra de 70-150cm) do perfil 5 foi constatada a presença de mica em pequena quantidade, somando-se à caulinita, gibbsita e VHE. Na alterita desse perfil, atingida a 5m, a mineralogia da argila é caulinitica com boa presença de illita e pequena quantidade de gibbsita. Esta mineralogia é a dos solos derivados dos sedimentos do CPi na topossequência do També.

No perfil L6, localizado no dique marginal, a caulinita predomina seguida da illita e com presença de vermiculita e com pequenas quantidades de gibssita.

A mineralogia das argilas da Topossequência do Lobo, apoia a ideia de que os solos dali foram formados por retrabalhamentos sucessivos a partir da cobertura argilosa da superfície I. A presença de VHE apenas nos solos da superfície I e na topossequência em questão, sugerem que este mineral é um bom marcador do material de origem dos solos da fazenda do Lobo.

De maneira geral, os solos mais intemperizados estão nas superfícies mais antigas I e II. Quando isto não ocorre, a exemplo da topossequência do Lobo, o material de origem dos solos é o produto de

retrabalhamento do material do pedissedimento da superfície I, que foi redepositado e reafeiçoado durante a elaboração da superfície IV. Os solos com mineralogia mais ativa são aqueles associados à superfícies mais jovens (IV e V) e derivados de materiais que continham minerais primários intemperizáveis (mica e/ou feldspatos) e/ou os próprios argilominerais com estrutura 2:1. Tendência semelhante foi observada por LÔBO (1984) em local próximo da área de estudo, em solos derivados de sedimentos arenosos da formação Rio Claro e de diabásio.

#### 4.5. Dinâmica atual da pedogênese.

##### 4.5.1. Toposequência do Morro Grande

A gênese dos microagregados dos latossolos parece ser complexa e provavelmente deve ter havido mais de um processo de formação que possa explicar este tipo de agregados, o que está de acordo com o que sugerem STOOPS & BUOL (1985). Nas descrições micromorfológicas ficou evidente o processo de microestruturação descrito por MULLER (1977), dando origem aos microagregados a partir da microfissuração da trama do material de origem argiloso. Agregados zoogenéticos também foram descritos apresentando as características descritas por MIKLOS (1993). Outros microagregados não atendem aos requisitos que este autor apresenta para justificar a origem biológica, ressaltando-se a presença de microagregados com esqueleto pouco triado, com partículas superiores a 100  $\mu\text{m}$ , e a forma esférica também comum.

O horizonte BA apresenta agregados poliédricos centimétricos, cuja forma sugere conterem um empacotamento de microagregados. Este empacotamento seria favorecido pela maior atividade biológica nos horizontes mais próximos da superfície, e também pelo maior número de ciclos com umidificação com saturação e posterior secamento dessa zona, promovendo deformações mecânicas que aumentariam o tamanho dos agregados (MONIZ & BUOL, 1982). Por outro lado no mesmo horizonte foram descritas zonas de enfraquecimento da estrutura poliédrica, formando microestrias

que sugerem a individualização do agregado em diversos micronódulos. Assim o mecanismo de adensamento do horizonte BA nos latossolos argilosos estudados, parece estar em situação de equilíbrio, não sendo provável que, com o passar do tempo, os agregados aumentem de tamanho e densidade abaixo deste horizonte, pelo menos na posição de topo das vertentes.

A passagem lateral de Bw para Bt, parece seguir o seguinte mecanismo: adensamento devido a ação mecânica do fluxo lateral de água (MONIZ & BUOL, 1982), mudança das condições para o caminamento da água que o faz de forma concentrada nas paredes dos agregados poliédricos favorecendo o transporte de argilas (CASTRO, 1989); argiluviação com posterior obstrução parcial de porosidade levando a hidromorfismo temporário que por sua vez promove a remoção do ferro o que facilita ainda mais a argiluviação (LEPSCH et al. 1977b; QUEIROZ NETO et al. 1981); na transição entre A e Bt, ocorre coalescência cavitária, o que caracteriza depleção tanto mecânica como química (CASTRO, 1989).

A partir da meia encosta, o remonte biológico (MIKLÓS, 1993) seria responsável pela mistura de materiais da cobertura neoceno-zóica argilosa com os sedimentos do Ptt aos quais, no local, estão diretamente superpostos.

No sopé a pedogênese ocorre sob hidromorfismo de grau moderado e diretamente sobre os siltitos do Ptt, sendo que o gradiente textural observado foi formado pela ação conjunta do coluvionamento e os processos de argiluviação e degradação de argila em condições de hidromorfismo, processo este denominado de ferrólise por BRINKMAN (1969-1970).

O incremento gradativo da saturação por bases (V%) a partir do terço médio até o sopé, deve estar relacionado ao aumento gradual da contribuição dos siltitos carbonáticos da formação Tatui, observados no local, como material de origem dos solos. A formação de agregados prismáticos de grau forte com superfícies de compressão no Bt dos solos do sopé se deve à mineralogia das argilas, passíveis de expansão, provavelmente lito-herdadas do Ptt.

#### 4.5.2. Toposequência do També.

A pedogênese na topossequência do També tem características bem diferentes em cada posição, dado o fato de que lá ocorrem solos profundos derivados de um colúvio espesso (topo e ombro), solos profundos do arenito CPi + colúvio (meia encosta), solos rasos derivados de arenitos finos do CPi com influência de colúvios (meia encosta), e solos profundos derivados de sedimentos aluviais relativamente recentes.

No topo plano a cobertura pédica parece ter sofrido grande homogeneização durante longo tempo, com características de latossolo como pequeno gradiente textural e isotropismo do plasma (SANTOS et al., 1991) no horizonte B. Aparentemente essa cobertura sofreu algum desequilíbrio que proporcionou o início da argiluviação, dando origem às lamelas, através do mecanismo de peneiramento como sugerem ROBINSON & RICH (1960) e DIJKERMAN et al. (1967). A espessura crescente das lamelas até o topo do Bt e a formação progressiva do horizonte E mais arenoso, sugerem a degradação das lamelas por processos de hidromorfismo (KEMP & MCINTOSH, 1989), o que é corroborado pela presença de feições de hidromorfismo e de depleção química nas lamelas.

Como BERG (1983) e BOND (1986) sugerem, a formação das lamelas pode ter tido início há relativamente pouco tempo pois o processo de migração de argilas com conseqüente aparecimento de lamelas pode ser obtido rapidamente em condições de laboratório em solos arenosos. Um possível desequilíbrio físico-químico da reação do solo provocado pela retirada da cobertura vegetal nativa, poderia ter dado início ao processo de argiluviação. Por outro lado, observou-se que este processo chegou a grande profundidade no perfil 1, atingindo mais de 2m, e parece ter sido também o responsável pela formação de elevado gradiente textural no perfil 2, o que leva a supor que as lamelas do perfil 1 e 2 não devem ter sido formadas apenas após o início do período de desmatamento com a colonização européia do local, exigindo um tempo maior de ação do processo em questão. Nesse perfil ocorre também influência do coluvionamento superficial na formação do gradiente textural.

A partir do terço médio da encosta, a superfície IV mostra solos rasos derivados das rochas do CPI (siltitos e arenitos finos), com pedogênese incipiente e com certa mistura de material (colúvio superficial). A alteração da rocha nessa posição se dá em condições de hidromorfismo parcial, o que é evidenciado pela ferruginização das litorrelíquias. Argiluviação é incipiente e mais evidente na interface rocha-solo, podendo tal fato estar relacionado à maior facilidade que as argilas têm para migrar quando são recém formadas ou liberadas da rocha pela ação do intemperismo (REBERTUS & BUOL, 1985). Foi verificada a ação da mesofauna na pedoturbação e homogeneização do solo até 60cm.

No sopé da vertente a pedogênese se dá sobre remanescente de nível de terraço anterior ao atual (várzea) e os diferentes estratos são marcados por diferenças na mineralogia das areias. Aparentemente a bioturbação não teve competência e/ou tempo para redistribuir a fração grosseira de maneira homogênea. Argiluviação e coluvionamento explicam o gradiente textural do solo argiloso assentado sobre arenito grosseiro.

No nível de baixo terraço ou várzea atual, a pedogênese é bastante avançada, concordando com as observações de DEMATTÉ & HOLOWAYCHUK (1977) e de LÔBO (1984) para a região, com horizonte B textural bem desenvolvido a partir de intensa argiluviação, e tênue influência do hidromorfismo na base dos perfis, que aumenta significativamente abaixo dos 2m de profundidade. Por correlação com os trabalhos que dataram os níveis de baixos terraços no Brasil Sudeste (TURCQ et al., 1988), infere-se que a idade desses podzólicos deve ser entre 5000 e 18.000 anos. Diferentemente de COLLINS & LARNEY (1983), que atribuem aos processos pedogenéticos apenas função de horizontização, foi possível verificar também a grande importância da argiluviação associada a bioturbação na homogeneização da textura do solo.

#### 4.5.3. Topossequência do Lobo.

O latossolo que ocupa a posição de topo (L1) se assemelha em suas características aos demais estudados na superfície I. Difere apenas



na quantidade de grãos que possui, sendo ligeiramente mais arenoso porém com a mesma morfoscopia dos demais. O estudo estratigráfico da topossequência (item 4.7.) mostrou que, embora não haja ligação direta entre a superfície I do Morro Grande com o topo quase plano da topossequência do Lobo, a hipótese mais provável é que o material de origem desse latossolo seja mesmo o pedissedimento correspondente ao Pd1 (ou P3), que é a cobertura argilosa cenozóica (CC).

Outra hipótese menos provável seria que esse topo seria remanescente da superfície II(?) e não da I. Estando assentado sobre diamictitos arenosos da formação Itararé, o latossolo seria originado a partir de material retrabalhado da superfície I (cobertura cenozóica), que já poderia ter características latossólicas quando depositado.

Num bloco baixo de falhamento nas imediações do topo do Lobo, foi constatada a presença de um estrato de 20m de espessura, de arenitos com estratificação cruzada assentados diretamente sobre o diamictito arenoso. Isto afasta a possibilidade do latossolo muito argiloso ter sido formado por alteração "in situ" de rochas do CPi.

A partir do ombro da vertente o Bw passa a sofrer o adensamento progressivo de cima para baixo, devido a ação do fluxo lateral de água (MONIZ & BUOL, 1982), gerando um horizonte B com agregados maiores mas ainda sem os cutãs de argiluviação necessários para caracterizar um Bt (L2).

Ainda no terço inicial da encosta, o perfil L3 mostra-se com textura média e com horizonte Bt bem definido sem praticamente mostrar características latossólicas. As evidências sugerem tratar-se de solo podzólico formado a partir de nível antigo de terraço do Piracicaba, provavelmente contemporâneo à formação da superfície III (pedimento P2). O horizonte Bt é aí formado por argiluviação e mecanismos hidromórficos de degradação do topo do Bt (E.U.A., 1975; CASTRO, 1989).

Os dois terços seguintes da vertente, meia encosta e sopé, mostram solos derivados do retrabalhamento da cobertura latossólica de topo, dos depósitos do nível elevado de terraço e das eventuais alterações residuais dos arenitos do CPi, todos depositados nas sucessivas

superfícies de erosão criadas na evolução do vale (L4 e L5). As características latossólicas presentes até o sopé da vertente seriam herdadas dos ciclos pedogenéticos anteriores. O aumento gradativo do desenvolvimento do horizonte Bt vertente abaixo, mostra a influência da dinâmica da água na vertente nesses materiais latossólicos que estão em desequilíbrio.

A pedogênese observada nos depósitos do dique marginal demonstra que as condições climáticas favorecem não só a atividade biológica ao longo do ano como as reações de intemperismo e a translocação de argila, dando lugar rapidamente a um solo com características suficientes para a denominação Cambissolo, sendo que os solos aluviais propriamente ditos, foram confinados aos depósitos mais recentes sob influência antrópica, os chamados depósitos tecnogênicos, (OLIVEIRA et al., 1992), que foram melhor identificados na área em algumas várzeas do Ribeirão Tijuco Preto e nas vias de drenagem entulhadas de algumas bacias hidrográficas de primeira ordem.

#### 4.6. Tendências de alguns atributos do solo na crono-litosequência estabelecida pelas superfícies geomórficas e estratigrafia local.

Os testes de comparação de médias mostraram resultados que indicam nítidas tendências para alguns atributos e variação sem correlação com a posição na paisagem para outros. O pH em água e em KCl e o teor de matéria orgânica, tanto na camada superficial como na subsuperficial, não mostraram ser apenas tempo-dependentes, havendo a possibilidade de outros fatores estarem influenciando sua distribuição.

Por outro lado, teor de sódio trocável, valor S (soma de bases), V% (saturação por bases) e m% (saturação por alumínio) mostraram nítida dependência da posição que ocupam na paisagem. Na<sup>+</sup> e V% aumentam gradativamente da superfície I até a superfície V, ocorrendo o oposto com o valor m% (Figura 57). Tais resultados mostram que quanto mais recente é a superfície menos lixiviado é o solo. Os valores ligeiramente inferiores de V% e m% observados para a superfície IV em comparação com

a II, podem ser explicados pela pobreza do próprio material de origem da maior parte dos solos na superfície IV (arenitos do CPi sem cimentação carbonática), pela posição dos solos da superfície II (maior parte é meia-encosta com aporte de bases por fluxo lateral) e porque parte da superfície II contém solos de siltitos com níveis carbonáticos do Ptts.

Utilizada largamente como índice do grau de intemperismo de solos, a razão silte/argila mostrou ser dependente da posição que o solo ocupa na paisagem, sendo estatisticamente diferente entre as diferentes superfícies e com tendência a aumentar no sentido da superfície mais velha para a mais recente (Figura 57).

Os resultados obtidos para os atributos químicos e para a razão silte/argila corroboram a hipótese da cronossequência estabelecida para as diferentes superfícies geomórficas. Tendências semelhantes foram encontradas por diversos autores que compartimentaram o relevo em superfícies geomórficas às quais atribuíram idades diferentes (RUHE, 1956; DANIELS et al. 1970; LEPSCH, 1977; TYLER et al. 1978; LÔBO, 1984).

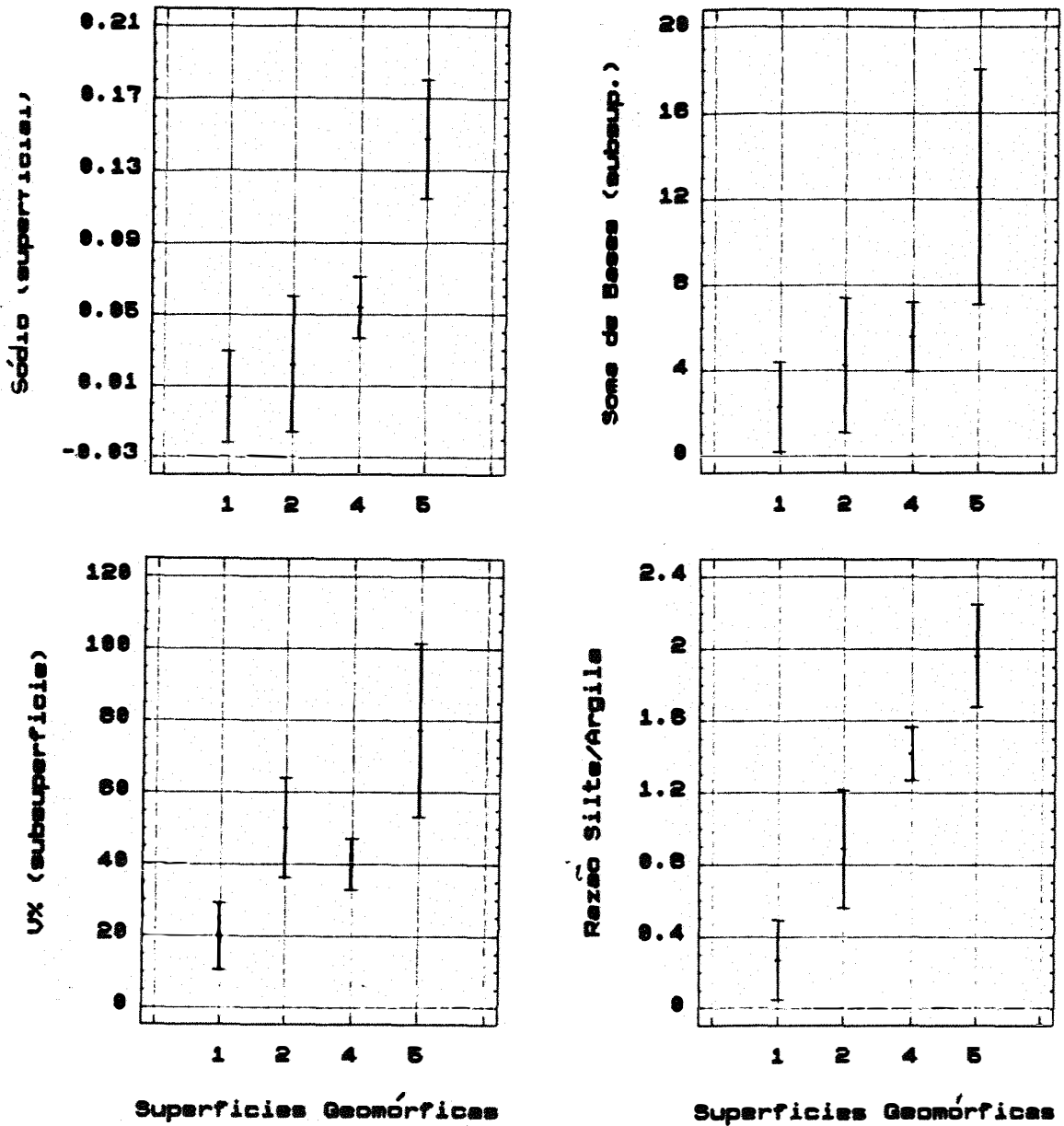


Figura 57. Teste de comparação de médias (Tukey 95%) de alguns atributos do solo entre superfícies geomórficas (cálculos no apêndice 6).

#### 4.7. Relações solo-geomorfologia-estratigrafia.

Embora não tenha sido possível encontrar em toda a paisagem os depósitos correlativos de cada fase erosiva, o que põe no condicional a interpretação geomorfológica (ROSS, 1991), os depósitos superficiais, cascalheiras e formas em patamares ou topos planos, apresentam uma distribuição tal que há uma forte correlação com a interpretação dada para a evolução da paisagem encontrada nos trabalhos de Bigarella e sua equipe (BIGARELLA et al. 1965 a e b; BIGARELLA & MOUSINHO, 1965) e de PENTEADO (1969). A baixa sismicidade natural durante o quaternário (MELO & PONÇANO, 1983) deve ter preservado as formas mais antigas, uma vez que não se observaram anomalias de grande porte na distribuição dos solos que pudessem ser atribuídas à tectônica ressurgente (HASUI, 1990).

A compartimentação do relevo em cinco superfícies geomórficas distintas, concorda com o trabalho de LEPSCH (1977), que utilizou o mesmo conceito de superfície e critérios de separação destas, numa área do Planalto Ocidental Paulista, embora haja pequenas diferenças entre as características fisiográficas na superfície III. Nesse trabalho a linha de raciocínio utilizada na interpretação para a origem dessas superfícies também concorda com o modelo de BIGARELLA et al. (1965), que se baseia na alternância climática ocorrida durante o quaternário.

Seguindo a mesma metodologia de DANIELS et al. (1971) usada no trabalho de LEPSCH (1977) e no presente trabalho, LÔBO (1984) separou seis superfícies geomórficas numa área a 15Km de distância da área em estudo. O autor separou o topo quase plano do divisor de águas entre o rio Piracicaba e o ribeirão Piracicamirim em duas superfícies, razão pela qual o modelo tem uma superfície a mais. Embora a numeração das superfícies não concorde com o presente trabalho, ambos apresentam segmentos de vertente semelhantes, havendo ainda a provável participação de controle estrutural num dos terraços descrito como superfície V, onde um bloco falhado de diabásio controla a forma da superfície, o que diminuiria o número de superfícies para 5.

Tanto LEPSCH (1977) como LÔBO (1984) identificaram solos com B latossólico nas superfícies mais antigas, estando os solos com B textural nas superfícies intermediárias e os solos menos desenvolvidos nas superfícies mais jovens.

Com a sobreposição dos mapas de superfícies geomórficas (Figura 15) e o de solos (Figura 17), feita com o programa GMAP para microcomputadores, foi possível elaborar o Tabela 4.

Tabela 4. Área de ocorrência dos solos, das superfícies geomórficas e sobreposição entre solos e superfícies.

Superf. Geomorf.	LE	PE	PEL &	PV1 &	PV2 (ha)	PV3	Li	PV5	G
I	4(90)	0.5(12)	0.1(2)	-	-	-	-	-	-
II	1(18)	2(52)	-	-	0.5(12)	0.5(10)	-	-	-
III	0.1(2)	-	3(60)	1.5(33)	-	-	0.2(4)	-	-
IV	0.1(1)	1(23)	0.2(5)	20(480)	3(66)	14(333)	18(414)	2(38)	0.5(9)
V	-	0.2(4)	-	3(66)	1(18)	5(106)	19(447)	0.3(7)	1(18)
<b>Total</b>	<b>5(111)</b>	<b>4(91)</b>	<b>3(67)</b>	<b>25(579)</b>	<b>4(86)</b>	<b>20(449)</b>	<b>37(865)</b>	<b>2(45)</b>	<b>1(27)</b>

Latossolos e superfície I mostraram grande correlação. Pequenas ocorrências deste tipo de solo fora desta superfície, somente foi notada na transição para a superfície II e, de modo particular, no topo da topossequência da fazenda do Lobo (Figura 17, topossequência III), que é segmento classificado como remanescente da superfície I, porém com dúvida.

Os podzólicos vermelho-escuros de textura argilosa, margeiam os LE, razão pela qual estão correlacionados com a superfície II. As ocorrências de PEL atribuídas à superfície IV, tem lugar na fazenda do Lobo e fazenda Santa Fé (área vizinha à fazenda do Lobo). De maneira geral, a relação entre LE e o surgimento dos PE, deve estar ligada ao

entalhamento do depósito vermelho argiloso correlativo da formação da superfície I, seu retrabalhamento e à mudança da dinâmica da água no solo, favorecendo a formação de horizonte Bt ou a transformação de Bw em Bt.

PV1 e PV3, são unidades de solos desenvolvidos dos sedimentos do CPi, ou do produto de intemperismo prévio destas rochas com posterior retrabalhamento. PV1 são os solos mais profundos e mais desenvolvidos e estão correlacionados com as ocorrências da superfície III nos domínios dos sedimentos do CPi e principalmente com a superfície IV, onde são menos profundos e com maior relação textural do que em III (Figura 58). PV3 é uma unidade de mapeamento que inclui solos semelhantes aos PV1 menos profundos e solos rasos. Ocorre tipicamente na superfície IV, nas partes mais declivosas, onde são comuns sulcos de erosão e voçorocas (Figura 58). Parte de PV3 inclui-se na superfície V, que foi interpretada como a mais recente. Depósitos de encosta, aqui chamados de colúvios, formados provavelmente durante a elaboração da superfície IV, são freqüentes e, quando presentes, contribuem para para a formação do gradiente textural dos solos dessa superfície.

Figura 58. Vista aérea da Fazenda També. Predomínio da superfície IV, ocupada por podzólicos (PV1 e PV3), com ocorrência maior de litólicos nas partes mais declivosas e/ou próximas das escarpas. Sulcos de erosão e ravinas são frequentes.

É na superfície V e nas colinas mais próximas às áreas escarpadas da superfície IV, que ocorrem os solos mais rasos (Li). A presença dos Li na superfície IV em área considerável e associados a podzólicos pouco profundos, poderia ser explicada pelo reafeiçoamento que a superfície IV provocou, estando hoje os solos mais rasos nas porções da paisagem que foram mais erodidas antes ou por ocasião da formação da superfície IV. A erosão teria removido o manto alterado expondo a rocha nessas áreas e, posteriormente, a superfície IV afeiçoaria o relevo para a forma anterior à conformação atual, esta última provocada pelo entalhamento que deu origem à superfície V.



Cambissolos substrato sedimentos aluviais ocorrem apenas nos diques marginais do Rio Piracicaba, compartimento do relevo classificado como superfície IV. Nas várzeas do rio Piracicaba (superfície IV), ocorrem podzólicos vermelho-amarelos textura média/argilosa, fase moderadamente drenados. Solos hidromórficos ocorrem em pequena proporção na área de estudo e estão correlacionados às margens dos cursos d'água meandrantas (córregos e ribeirões) classificados como fase deposicional da superfície V e algumas posições de sopé da superfície IV.

De maneira geral, as condições climáticas atuais favorecem a argiluviação, pois há períodos úmidos e períodos secos que garantem o fluxo periódico de água necessário para que as argilas se transloquem e se depositem (ESWARAN & SYS, 1979). Isso aliado às condições físico-químicas favoráveis à dispersão, explica a predominância de solos com B textural e com evidências desse processo na superfície IV. A continuidade desse processo, e preferencialmente na parte mais próxima da superfície do perfil, leva a uma diminuição da porosidade do topo do Bt. A partir daí, aumenta a possibilidade de existirem períodos de encharcamento temporário dessa zona levando, conseqüentemente, aos processos de depleção química das argilas em ambiente hidromórfico, o que em intensidade variável, contribui para o aumento do gradiente textural desses solos.

Na superfície I não ocorre argiluviação pois no material latossólico as partículas de argila estão formando um empacotamento com óxidos, dando-lhes grande estabilidade (SANTOS et al. 1989), o que, segundo NETTLETON et al. (1987), é uma das condições que impede a ocorrência de argiluviação. A formação desses empacotamentos dentro dos microagregados que dominam o horizonte B desses solos aparentemente tem origem diversa e, uma vez que ocorrem na superfície mais antiga ou em depósitos correlativos dos latossolos, pressupõe-se que foi necessário muito tempo para se formar. Sendo a superfície I correlata ao Pd1, o tempo de formação desses latossolos deve ultrapassar o período de um milhão de anos (BIGARELLA et al. 1965; PENTEADO, 1969; MELO & PONÇANO, 1984).

LEPSCH et al. (1977b), CHAUVEL et al. (1978), ALLEN & FANING (1983), STOOPS & BUOL (1985), SANTOS et al. (1989), SANTOS et al. (1991),

BOULET et al. (1992), PELLERIN & QUEIROZ NETO (1992), e VIDAL TORRADO & LEPSCH (1993) entre outros, identificam a presença de plasma isótopico ou contextura-b indiferenciada (BULLOCK et al., 1985) e de microagregados dominando o Bw, características ambas de latossolos, sempre em materiais muito intemperizados e ocupando as posições mais elevadas e antigas da paisagem, atribuindo a esses solos longo tempo de gênese, o que corrobora as observações aqui apresentadas a respeito do tempo de formação desses solos.

#### 4.8. Considerações finais.

Durante a execução deste trabalho procurou-se dar ênfase às informações provenientes do exame da paisagem, observando-se as formas do relevo, os depósitos superficiais, a litoestratigrafia local com suas feições tectônicas e principalmente estudando o solo em diferentes escalas de observação. As informações obtidas em laboratório, permitiram corroborar ou não as diferentes hipóteses a respeito de como a paisagem evoluiu e evolue, com amostragens selecionadas após o exame da geomorfologia, da estratigrafia e dos solos. A interpretação dos dados de laboratório, especialmente os da micromorfologia e da mineralogia dos solos, só foi possível devido à compreensão das relações entre os solos, as formas do relevo e sua origem e a geologia local, graças ao intensivo trabalho de campo realizado.

Tal procedimento está de acordo com o que preconizam DANIELS (1988), BICKI & TANDARICH (1989) e JACOB & NORDT (1991), autores para os quais as pesquisas de pedologia tem preterido o trabalho de campo em detrimento de um grande número de determinações no laboratório. A estratégia de se usarem poucas determinações de laboratório foi baseada nas ideias desses autores e também na restrição de que existe no Brasil para o uso de técnicas para a investigação de ultradetalhe. Por outro lado, a falta de investigações ultramicroscópicas ou da fluorescência de raios X, métodos que certamente complementariam a comprovação ou não das hipóteses de trabalho, não foi considerada imprescindível para a

compreensão das relações solo-estratigrafia-geomorfologia, uma vez que o conjunto de evidências observadas no campo e no laboratório, convergem no sentido de apoiar o modelo pressuposto no início do trabalho.

Exemplo do que pretende-se dizer no parágrafo anterior é a questão da aloctonia ou autoctonia do latossolo vermelho-escuro que ocupa os topos planos mais altos da paisagem. Nesse caso a granulometria da fração areia é semelhante nos diferentes perfis observados até vários metros de profundidade (Figura 10); o teor de ferro e titânio decrescem gradualmente a medida que aumenta a distância do grande "sill", próximo 5Km da área; a granulometria das areias muda bruscamente a partir do saprolito da rocha (Figura 11). Essas evidências sugerem que se trata de material retrabalhado dos sedimentos pelíticos do Pi e/ou Ptts com mistura com o diabásio e depositado nos respectivos topos. Entretanto, a evidência mais forte para tal conclusão foi a observação dos afloramentos rochosos e identificação da litologia, permitindo concluir que a cobertura argilosa e vermelha se assenta sobre rochas as mais diversas, inclusive sobre aquelas que não teriam como resultar em solos assim, de onde se concluiu que se trata de uma cobertura neocenozóica pedimentar, sem relação direta com a rocha subjacente, comprovando sua natureza alóctone.

Outros exemplos poderiam ser citados como é o caso da interpretação dada para as cascalheiras enterradas na toposseqüência do Lobo, e que foram interpretados como terraços reafeiçoados sucessivamente, onde hoje só é possível reconhecer sua estrutura interna (BIGARELLA & MOUSINHO, 1965b). A partir da compreensão da evolução do vale foi possível identificar o material de origem dos solos da toposseqüência do Lobo e de suas características latossólicas.

O exercício feito neste trabalho, de procurar compreender as relações entre o solo, o seu material de origem e a paisagem em que se insere, como recomendam Ab' SABER (1966), DANIELS (1988), BIRKELAND (1990) e GERRARD (1992, 1993), permitiu um entendimento bastante razoável de como os solos são, como se distribuem e as causas dessa distribuição, numa área aparentemente muito complexa na Depressão Periférica Paulista.

## 5. CONCLUSÕES.

1) A correlação dos depósitos superficiais e das formas do relevo encontrados na área de estudo com o trabalho de PENTEADO (1976), induziu ao uso do modelo preconizado por BIGARELLA et al. (1965), onde as alternâncias climáticas ocorridas durante o quaternário teriam sido as responsáveis pela morfogênese em condições muito distintas em cada fase. Tal modelo combinado com as ideias de Ruhe (RUHE et al. 1967) de recuo de vertentes e as de DARLYMPLE et al. (1968) no controle dos processos operantes em cada segmento das vertentes, permitiu a interpretação da evolução do relevo local e, conseqüentemente, a interpretação do material de origem dos solos e da pedogênese.

2) A superfície I, representada na área por um platô que ocupa as posições mais elevadas da paisagem, foi interpretada como um remanescente da superfície mais antiga do local, e se assenta sobre latossolos vermelho-escuros de textura argilosa a muito argilosa. Tal superfície se correlaciona com superfície Rio Claro (pediplano Pd1), do pleistoceno médio, e originou-se durante longa fase semiárida que deu origem ao pedissedimento (cobertura cenozóica-CC) sobre o qual se assenta e que é o material de origem dos latossolos no local. Através da comparação de diferentes ocorrências da CC, foi possível comprovar sua natureza alóctone, apoiando a hipótese do pedissedimento. O material fonte para os sedimentos vermelhos e argilosos da CC, devem ter sido os produtos de alteração das rochas das formações Irati e Tatui superior, com contribuição variável de diabásio.

3) A superfície II, é mais jovem que I e provavelmente se originou após mudança climática para ambiente mais úmido, o que favoreceu o entalhamento do pedissedimento da I. A superfície III, não está diretamente articulada com a II, mas provavelmente é mais recente e

vestigial de uma fase de semiaridez menos intensa que a que deu origem à superfície I, mas que provocou intenso processo de erosão areolar com recuo das vertentes e formação de depósitos e superfícies pedimentares (P2) e níveis intermediários de terraços pedimentados. Remanescentes e vestígios reafeiçoados dessa fase são encontrados nas colinas intermediárias do vale. O entalhamento das superfícies III, II e I, e de outras que possam eventualmente ter existido e não deixaram remanescentes, promoveu o surgimento da superfície IV. Trata-se de superfície erosional com segmentos deposicionais nos sopés e nos baixos terraços (várzea atual). Depósitos de encosta (colúvios) foram frequentemente identificados nessa superfície. Com o processo atual de ravinamento e reentalhe fluvial surgiu a superfície V, que é a mais jovem de todas.

4) A cronosseqüência estabelecida para as superfícies (I > II > III > IV > V), foi comprovada pelos testes de comparação de médias de atributos dos solos, amostrados em cada superfície, que se correlacionam com o grau de intemperismo. A mineralogia da fração argila também segue essa tendência.

5) A gênese dos microagregados dos latossolos é complexa e provavelmente deve ter havido mais de um processo de formação que possa explicar este tipo de agregados. Nas descrições micromorfológicas ficou evidente o processo de microestruturação, onde a partir da microfissuração contínua de um material denso argiloso se individualizam os microagregados. Agregados formados pela mesofauna do solo, também foram identificados. O longo tempo de formação desses solos, que deve ser da ordem de um milhão de anos devido à posição que ocupam na paisagem (superfície I-Pd1), não permite esclarecer totalmente sua gênese, existindo apenas algumas evidências do que ocorreu. Microagregados que ocorrem nos PEL na superfície III e IV, foram interpretados como herdados do retrabalhamento do material latossólico, já existente, ocorrido na evolução do vale.

6) O tamanho maior de agregados no horizonte BA dos LE na superfície I, foi interpretado como sendo um empacotamento de microagregados. Este empacotamento é favorecido pela maior atividade da

mesofauna nas zonas mais próximas à superfície, e também pelo maior número de ciclos com umedecimento com saturação e posterior secamento dessa zona, promovendo deformações mecânicas que aumentariam o tamanho dos agregados. A presença de zonas de fraqueza em alguns desses agregados maiores, formando microestrias que evidenciam uma provável individualização futura em micronódulos, sugerem que o mecanismo de adensamento do horizonte BA dos latossolos argilosos estudados, está em equilíbrio, não sendo provável o avanço desse processo em profundidade na superfície I. A cerosidade observada nesse horizonte no campo se deve principalmente a cutãs de estresse e de difusão.

7) A passagem lateral de Bw para Bt parece seguir o seguinte mecanismo: após o entalhamento da superfície I a dinâmica da água na vertente muda, propiciando o adensamento do manto latossólico, devido à ação mecânica do fluxo lateral de água, mudança das condições para o caminamento da água, que o faz de forma concentrada nas paredes dos agregados poliédricos, favorecendo o transporte de argilas; argiluviação com posterior obstrução parcial da porosidade, levando a hidromorfismo temporário, que, por sua vez promove a remoção do ferro, o que facilita ainda mais a argiluviação; a argiluviação ainda promove a ligação entre microagregados, favorecendo a formação de agregados maiores; na transição A/ Bt ocorre coalescência cavitária, evidenciando tanto as perdas mecânicas como as químicas (ferrólise) aumentando o gradiente textural. A partir da meia encosta, o material de origem do solo deixa de ser o manto latossólico e passa gradativamente para os siltitos da formação Tatuí, não tendo havido nessa posição a formação de B latossólico.

8) A pedogênese nas colinas sobre o CPi (superfícies III, IV e V) é marcadamente favorável à formação de solos com B textural. Argiluviação está presente em todos os solos e precede os mecanismos de degradação do topo do Bt por hidromorfismo (ferrólise). A formação de lamelas nos podzólicos mais desenvolvidos e originados dos arenitos do CPi ou de retrabalhamentos destes, dá-se a partir da argiluviação rítmica nesses solos de textura média, formando depósitos que irão dificultar a passagem futura de argilas dispersas mas não da água ("peneiramento"),

o que dará lugar a uma obstrução crescente da porosidade e, conseqüentemente, são instaladas zonas de hidromorfismo com posterior degradação das argilas. A espessura crescente das lamelas de cima para baixo, é explicada pela degradação das argilas das bandas que primeiro se formaram.

9) O gradiente textural dos solos da superfície IV é ainda influenciado pelos colúvios superficiais evidenciados na área por linhas de pedras difusas e confirmados pela mineralogia da fração areia dos solos, que mostra minerais primários intemperizáveis (feldspatos e/ou micas) abaixo do colúvio, no qual estão ausentes.

10) Nas várzeas atuais, que foram classificadas como níveis de baixos terraços (superfície IV) cuja formação antecede o entalhamento atual do vale (superfície V), a pedogênese é bastante evoluida. O processo da argiluviação é muito intenso pois, encontra nos materiais desses terraços argilas com grande mobilidade, provavelmente devido à pouca associação natural que têm com ferro (argilas aluviais), à remoção deste com os processos de hidromorfismo temporário que ocorre nesse ambiente nas épocas mais úmidas do ano, e a presença de argilas com maior atividade (ilitas). Essa argiluviação intensa, aliada à grande atividade biológica observada no local, promove uma homogeneização no teor de argila desses sedimentos e, posteriormente, é responsável pela horizontização do solo, formando horizonte B textural.

11) A pedogênese observada nos depósitos do dique marginal demonstra que as condições climáticas favorecem não só a atividade biológica e a argiluviação, como também as reações de intemperismo, dando lugar rapidamente a um horizonte B onde os minerais primários estão se decompondo, com agregados poliédricos centimétricos, cor homogênea nos horizontes, porém ainda com alguma estratificação e sem gradiente textural, razão pela qual foi classificado como Cambissolo substrato sedimentos aluviais. A direção da pedogênese nesses solos é claramente para a formação de um podzólico vermelho-amarelo.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Ab'SABER, A.A. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, Ano VI, 11, pág. 59 a 80. 1966.
- Ab'SABER, A.N. Pedimentos e bacias Pleistocênicas em São Paulo. *Geomorfologia*. USP, IG, São Paulo, 1969a.
- Ab'SABER, A.A. A Depressão Periférica Paulista: um setor de circundesnudação pós-cretácica na Bacia do Paraná. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, São Paulo. *Geomorfologia*, 15. 1969b. 15p.
- ABSY, M.L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; MARTIN, I.; SERVANT, M.; SIFFEDINE, A.; FERREIRA DA SILVA, M.; SOBIES, F.; SUGUIO, K., TURCQ, B. & Van DER HAMMEN, T. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.312, Série II, p. 673-678. 1991.
- ALLEN, B.L. & HAJEK B.F. Mineral occurrence in soil environments. In: *MINERALS IN SOIL ENVIRONMENTS*. Soil Sci. Soc. of Am. Book Series No. 1. (second edition). Madison, p.249. 1989.
- ALLEN, B.L. and FANNING, D.S. Composition and soil genesis. In: *Pedogenesis and soil taxonomy. I. Concepts and interactions*. L.P. Wilding, N.E. Smeck & G.F. Hall (eds). *Developments in Soil Science*, 11A. Elsevier, Amsterdam.p. 141-192. 1983.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Geologia do Estado de São Paulo*. Inst. Geograf. e Gel. p.167-263. 1964. Boletim 41.
- BENNEA, J.; CAMARGO, M.N. & WRIGHT, A.C.S. Regional contrast in South



- American soil formation in relation to soil classification and soil fertility. *Trans. of Joint. Meeting of Comm. IV and V. Int. Soil Conf.*, New Zealand. p.493-495. 1962.
- BERG, M. van den; LEPSCH, I. & SAKAI, E. Solos de planícies aluviais do Vale do Ribeira do Iguape: I Padrões de distribuição. *Rev. bras. Ci. Sol., Campinas*, 11 (2):305-313, 1987a.
- BERG, M. van den; LEPSCH, I. & SAKAI, E. Solos de planícies aluviais do Vale do Ribeira do Iguape: II Relações entre características químicas e físicas. *Rev. bras. Ci. Solo, Campinas*, 11 (2):315-321; 1987b.
- BERG, R.C. The origin and early genesis of clay bands in youthful sandy soils along Lake Michigan, USA. *Geoderma*, Amsterdam, 32:45-62, 1984.
- BICKI, T.J. & TANDARICH, J.P. The roots of pedology: A response to "Pedology, a field or a laboratory science?". *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:1920-1921. 1989.
- BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M.R. & DA SILVA, J.X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, (16 e 17): 85-116. 1965a.
- BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M.R. & DA SILVA, J.X. Pediplanos, Pedimentos e seus Depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, (16 e 17):117-151. 1965b.
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. Contribuição ao estudo da formação Pariquera-Açu (estado de São Paulo). *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, (16 e 17):17-41. 1965a.
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, (16 e 17):153-197. 1965b.
- BIRKELAND, P.W. *Pedology, weathering and geomorphological research.*

- Oxford Univ. Press, New York. 1974.
- BIRKELAND, P.W. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press, New York, 1984. 372p.
- BIRKELAND, P. W. Soil-geomorphic research - a selective overview. Elsevier Science Publishers B.V. *Geomorphology*, Amsterdam, (3):207-224. 1990.
- BJONBERG, A.J.S. & LANDIM, P.M.B. Contribuição ao estudo da formação Rio Claro, neoceno-zóico. *Bol. Soc. bras. Geolo.*, São Paulo, 15(4):43-68. 1966.
- BOCQUIER, G.; ROGNON, P.; PAQUET, H. & MILLOT, G. Geochimie de la surface et formes du relief II. Interpretation pedologique des depressions annulaires entourant certains inselbergs. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30(4):245-253, 1977.
- BOND, W.J. Illuvial band formation in a laboratory column of sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Madison, 50(2):265-267, 1986
- BOULET, R.; BOCQUIER, G. & MILLOT, G.; Geochimie de la surface et formes du relief I. Déséquilibre pedobioclimatique dans les couvertures pedologiques de l'Afrique tropicale de l'ouest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30(4): 235-243, 1977.
- BOULET, R.; KOHLER, H.C.; MALTA, I.M. & FILIZZOLA, H.F. Estudo da cobertura pedológica de uma vertente adjacente à uvala do conjunto cárstico da Lapa Vermelha de Pedro Leopoldo, MG. In: *Anais do III Congresso ABBQUA*. Belo Horizonte, p.59-64, 1992.
- BREWER, R. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. Robert E. Krieger Publishing Company. Huntington, New York, 1976. 482p.
- BRINKMAN, R. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, Amsterdam, 3:199-206. 1969/1970.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. & TURSINA, T.

- Handbook for soil thin section description*. Waine Research, Albrington, UK, 1985. 152p.
- CAMARGO, O.A., de; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A. & VALADARES, J.M.A.S. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas. Campinas, Instituto Agronômico, 1986. 94p (*Boletim técnico 106*).
- CARMO, D.N.; CURI, N. & RESENDE, M. Caracterização e gênese de Latossolos da região do Alto Paranaíba (MG). *R. bras. Ci. Solo*, Campinas, 8(2):235-240, 1984.
- CASTRO, S.S. Sistemas de transformação pedológica em Marília, SP: B latossólicos e B texturais. São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, 1989. 274p. (Tese de Doutorado).
- CASTRO, S.S. Impregnação de amostras de solo para confecção de lâmina delgada. *B. Inf. da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, 10(2):44, 1985.
- CASTRO, S.S. & CURMI, P. Bandas onduladas em solos podzolizados- variação Marília: estruturas de transformação pedológica. In: XXI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Campinas, 1987. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Programas e Resumos. p. 82, Campinas, 1987.
- CAVALCANTE, A.C.; Estudo de latossolos do planalto central do Brasil. Tese de mestrado. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 185p. 1977.
- CHAUVEL, G.; BOCQUIER, G. & PEDRO, G.; La stabilité et la transformation de la microstructure des sols rouges ferrallitiques de Casamance (Senegal). Analyse microscopique et données expérimentales. In: *Soil Micromorphology*. Proc. 5th. Int. Work. Meet. Soil Micromorphol., Universidad de Granada (E). p. 779-813.

- 1978.
- CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. Ed. Edgard Blucher Ltda. São Paulo, 1982. 188p.
- CHRISTOFOLETTI, A. & PENTEADO, M.M. Cronologia relativa do quaternário na depressão periférica paulista. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, 10(19):35-46. 1970.
- COLLINS, J.F. & LARNEY, F. Micromorphological changes with advancing pedogenesis in some Irish alluvial soils. In: Bullock, P. & Murphy, C.P. (eds). *Soil Micromorphology*, vol 1. Techniques and applications. Berkhamsted, Herts, UK: AB Academic Publishers. p.297-307. 1983.
- COMISSÃO DE SOLOS. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, CNEPA, SNPA, 1960. 634p. (*Boletim 12*).
- CURI, N.; LIMA, J.M.L.; ANDRADE, H. & GUALBERTO, V.; Geomorfologia, física, química e mineralogia dos principais solos da região de Lavras (MG). *Ciênc. Prát. Lavras*, 14(3):297-307, set/dez. 1990.
- DANIELS, R.B. Pedology, a field or a laboratory science? *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:1518-1519. 1988.
- DANIELS, R.B. & GAMBLE, E. E. The edge effect in some ultisols in the North Carolina Coastal Plain. *Geoderma*, 1:117-124. 1967.
- DANIELS, R.B.; GAMBLE, E.E. & CADY, J.G. Some relations among coastal plain soils and geomorphic surfaces in North Carolina. *Soil Sci. Soc. of Am. Proceedings*, Madison, 34(4):648-653. 1970.
- DANIELS, R.B.; GAMBLE, E.F. & CADY, J.G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. *Advances in Agronomy*, 23:51-87, 1971.
- DANIELS, R.B. & HAMMER, R.D. *Soil Geomorphology*. John Wiley & Sons, Inc. New York, 1992. 236p.

- DARLYMPLE, J.; BLONG, R.J. & CONACHER, A.J. A hypothetical nine unit land surface model. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 12(1): 60-76. 1968.
- De BOER, M.W.H. *Landforms and Soil in Eastern Surinam*. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, The Netherlands. 1972, 168p.
- De MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. In: *Revista Brasileira de Geografia*, IBGE, Rio de Janeiro. 5(4):523-550. 1943.
- De JONG VAN LIER, Q. & VIDAL TORRADO, P. Phi: programa de microcomputador para análise estatística da granulometria de sedimentos. *R. bras. Ci. Solo*. Campinas, 16:277-281, 1992.
- DEMATTE, J.L.I. & HOLOWAYCHUCK, N. Solos da Região de São Pedro, Estado de São Paulo. I. Propriedades granulométricas e químicas. *R. bras. Ci. Solo*. Campinas, 1(2-3):92-98. 1977.
- DEMATTE, J.L.I.; WILDING, L.P. & HOLOWAYCHUK, N. Solos da Região de São Pedro, Estado de São Paulo III. Micromorfologia. *R. bras. Ci. Solo*. Campinas, 1(2-3):104-107. 1977.
- DIAS-FERREIRA, R.P.; QUEIROZ NETO, J.P.; COUTARD, J.P. & PELLERIN, J. Étude préliminaire du Quaternaire de la région de São Pedro (São Paulo Brésil). *An. Acad. bras. Ciênc., Suplemento*. 47:317-326. 1975.
- DIJKERMAN, J.C.; CLINE, M.G. & OLSON, G.W.. Properties and genesis of textural subsoil lamellae. *Soil Sci*. 104:7-16. 1967.
- DIJKERMAN J.C. & MIEDEMA, R. An Ustult-Aqult-Tropept Catena in Sierra Leone, West Africa, I. Characteristics, Genesis and Classification. *Geoderma*, Amsterdam, 42:1 a 27. 1988.
- E.U.A. Soil Survey Staff. Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. *Agric. Handb. no. 436*, v.5 Government Printing Office, Washington, D.C. 330p. 1975.
- ESWARAN, H.; SYS, C. & SOUSA, E.C. Plasma infusion - A pedological process of significance in the humid tropics. *An. Edaf. Agrobiol.*

- Madrid, 34:665-674. 1975.
- ESWARAN, H. & SYS, C. Argillic horizon in LAC soils: formation and significance to classification. *Pedologie*, Ghent, 29:175-190. 1979.
- FILIZZOLA, H.F. & BOULET, R. Une évaluation de la vitesse de l'érosion géochimique à partir de l'étude de dépressions fermées sur roches sédimentaires quartzo-kaoliniques au Brésil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, sér. II:693-700. 1993a.
- FILIZZOLA, H.F. & BOULET, R. Evolution et ouverture des dépressions fermées formées sur substrat quartzo-kaolinique dans le Bassin de Taubaté - São Paulo, Brésil. Comunicação apresentada no XXX CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOMORFOLOGIA. Hamilton, Canada. 1993b.
- FONTES, M.P.F. Vermiculita ou esmectita com hidróxi nas entrecamadas: proposição de nomenclatura. *B. Inf. da Soc. bras. Ci. Solo*. Campinas, 15(1):24-28. 1990.
- GERRARD, J. *Soils and Landform. An integration of geomorphology and pedology*. Allen and Unwin pub., London, 219p. 1981.
- GERRARD, J. *Soil Geomorphology. And integration of pedology and geomorphology*. Chapman & Hall ed. London, 269p. 1992.
- GERRARD, J. Soil geomorphology: present dilemmas and future challenges. In: *Geomorphology*, Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, 7:61-84. 1993.
- GILE, L.H. Causes of soil boundary in an arid region: I. Age and parent materials; *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Madison, 39(2):316-323. 1975a.
- GILE, L.H. Causes of soil boundary in an arid region: II. dissection, moisture and faunal activity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Madison, 39(2):324-330. 1975b.
- GILE, L.H. & HAWLEY, J.W. Periodic sedimentation and soil formation on an Alluvial-Fan Piedmont in Southern New-Mexico. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* Madison, 30(2):261-268. 1966.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *Bol. Soc. Bras. Geologia. Núcleo Minas Gerais*, Belo Horizonte, 11:1-31. 1990.

- HALL, G.F. Pedology and Geomorphology. In: *Pedogenesis and soil taxonomy. I Concepts and interactions*. Elsevier Sci. pub., New York, 1983. p.117-140.
- IPT. *Mapa geológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:1.000.000. Divisão de Minas e Geologia Aplicada do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. São Paulo, 1981.
- JACKSON, M.L. *Soil chemical analysis. Advanced course*. Madison, Wisconsin. Publicado pelo autor. 1969. 894p.
- JACOB, J.S. & NORDT, L.C. Soil and Landscape Evolution: A Paradigm for Pedology. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Madison, 55:1194. 1991.
- JIMENEZ RUEDA & DEMATTE, J.L.I. Solos originados de lamitos da formação Marília (Grupo Bauru) da região de Monte Alto, SP. *R. bras. Ci. Solo*, Campinas, 12(2):161-170. 1988.
- KEMP, R.A. & MACINTOSH, P.D. Genesis of texturally banded soil in Southland, New Zealand. *Geoderma*. Amsterdam, 45(1):65-81. 1989.
- KING, L. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geological Society of America*. 64:721-751. 1963
- KING, L. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 18(2):147-256. 1956.
- LEDRU, M.P. Modifications de la végétation du Brésil Central entre la dernière époque et l'interglaciaire actuel. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.314, Série II, p.117-123, 1992.
- LEPSCH, I.F.; BUOL, S.W. & DANIELS, R.B. Soil landscape relationships in the occidental plateau of São Paulo, Brazil: I geomorphic surfaces and soil mapping units. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Madison, 41:104-109. 1977a.
- LEPSCH, I.F.; BUOL, S.W. & DANIELS, R.B. Soil landscape relationships in the occidental plateau of São Paulo, Brazil: II Soil morphology, genesis and classification. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Madison, 41:109-115. 1977b.
- LEPSCH, I. Superfícies geomorfológicas e depósitos superficiais neocenozóicos em Echaporã, SP. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 53:5-34. 1977.

- LEPSCH, I.F. & BUOL, S.W. Investigations in an Oxisol-Ultisol toposequence in São Paulo State, Brazil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Madison, 38:491-496, 1975.
- LICHTE, M. Arid processes in the SE-Brazilian relief evolution during the last glacial. *Bol. IG-USP, Publ. Esp.*, São Paulo, 8:201-211, 1991.
- LICHTE, M. Stonelines as a definite cyclic feature in southeast Brazil: A geomorphological and pedological case study. *Pedologie*, Ghent, XL-1, p.101-109. 1990.
- LIMA, P.C.; CURI, N. & LEPSCH, I.F. Terminologia de micromorfologia do solo. *B. Inf. Soc. bras. Ci. Solo*. Campinas, 10(2),33-43. 1985.
- LÔBO, A.E.M. Relações solos-superfícies fisiográficas em uma topossequência de Piracicaba, SP. Esc. Sup. de Agric. "Luiz de Queiroz", USP, 1984. 164p. (Tese de Doutorado).
- LUCAS, Y.; BOULET, R. & CHAUVEL, A. Modalités de la formation in situ de stone lines en zone équatoriale. Exemple d'une couverture ferralitique d'Amazonie au Brésil. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 311, Série II, p. 713-718, 1990.
- MACFARLANE, M.J. & POLLARD, S. Some aspects of stone-lines and dissolution fronts associated with regolith and Dambo profiles in parts of Malawi and Zimbabwe. *Geo-Eco-Trop*. Brussel, 11 (1-4): 23-35p. 1989.
- MEIS, M.R.M. A morfologia de rampas e terraços no Planalto Sudeste do Brasil. Médio Vale do Rio Doce. *Finisterra*, Lisboa, 13(26):201-219. 1978.
- MELO, M.S. & PONÇANO, W.L. Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo. *IPT, São Paulo, Série Monografias*, 9. 1983. 74p.
- MIKLOS, A.A. de W. & MIOCQUE, P. Horizontes latossólicos, horizontes sômbricos e "stone-line": organizações de origem biológica-fauna do solo. In: XXIV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Cerrados: Fronteira Agrícola do Século XXI. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Goiania (GO), *Resumos Volume II*. 327-328p. 1993.



- MIKLÓS, A.A. de W. Byodinamique d'une couverture pedologique dans la région de Botucatu, Brésil. Université Paris VI, France. Vols. I e II, 438p. 1992. Tese de doutoramento.
- MIKLÓS, A.A. de W. Funcionamento biodinâmico da paisagem. *Ciência & Ambiente*, Santa Maria, (RS), IV (6) Jan/Jun. p. 75-83. 1993.
- MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenic processes. In: II International Seminar on laterisation processes, São Paulo. *Proc.* p.53-63. 1982.
- MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. Présentation. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30(4):229-233. 1977.
- MODENESI, M.C. Níveis de erosão e formações superficiais na região de Itu, Salto, São Paulo. *Rev. bras. Geoc.*, São Paulo, 4(4):228-246. 1974.
- MULLER, J.P. Microstructuration des structichrons rouges ferralíticos, à l'amont des modelés convexes (Centre-Cameroun). Aspects morphologiques. *Cah. ORSTOM, sér. Péd.*, 15(3):239-258. 1977.
- MULLER, J.P. Sequence of vertical evolution in the microorganization of loose ferralitic materials in the Cameroons. In: Soil micromorphology. INTERNATIONAL WORK. MEET. SOIL MICROMORPHOL., *Proc. London.* A.B. Academic Pub., London, p.1-10. 1981.
- NAHON, D. & MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. V. Enfouissement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigenie du manteau d'alteration des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30(4):275-282. 1977.
- NETTLETON, W.D.; ESWARAN, H.; HOLSZEY, C.S. & NELSON, R.E. Micromorphological evidence of clay translocation in poorly dispersible Soils. *Geoderma*, Elsevier Science Publishers, B., V. , Amsterdam. 40:37-38. 1987.
- NOVAES PINTO, M. Aplainamento nos trópicos: Uma revisão conceitual. *Geografia*, 13(26):119-129. 1988.
- OLIVEIRA, J.B. DE; ALFONSI, R.R. & PEDRO JÚNIOR, M.J. Regimes hídricos e térmicos dos solos do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 15<sup>o</sup>, Campinas, Sociedade Brasileira

- de Ciência do Solo, *Anais*. 1976. p.359-362.
- OLIVEIRA, A.M.S.; QUEIROZ NETO, J.P.; CARLSTRON FILHO, C.; SALOMÃO, F.X.T. & KERTZMAN, F.F. Depósitos tecnogênicos no Planalto Ocidental Paulista: exemplos de Andradina e Bauru. In: III CONGRESSO DA ABEQUA, *Anais*. Belo Horizonte, p.88-95. 1992.
- PELLERIN, J. & QUEIROZ NETO, J.P. Morfogênese e pedogênese no córrego da invernoada (Marília, SP). In: III CONGRESSO DA ABEQUA, *Anais*. Belo Horizonte, p.111-120. 1992.
- PENTEADO, M.M. Geomorfologia do Setor Centro Ocidental da Depressão Periférica Paulista. Tese de Doutorado. FFCL de Rio Claro, 1968. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia. São Paulo. *Série Teses e Monografias*, No. 22. 1976. 86p.
- PENTEADO, M.M. *Fundamentos de geomorfologia*. IBGE. Biblioteca Geográfica Brasileira, Série D. Publicação No. 3. Rio de Janeiro, 1974. 158p.
- PERES FILHO, A; DONZELLI, J.L. & LEPSCH, I.F. 1980. Relações solo-paisagem em várzea do rio Mogi-Guaçu (SP). *R. bras. Ci. Solo*, Campinas, 4:181-187, 1980.
- QUEIROZ NETO, J.P. de. Interpretação dos solos da serra de Santana para fins de classificação. Piracicaba, USP/ESALQ, 1969. (Tese de Doutorado).
- QUEIROZ NETO, J.P. & MODENESI, M.C. Observações preliminares sobre as relações entre os solos e a geomorfologia na área de Itu. *Sedimentol. Pedol.*, São Paulo, Instituto de Geografia/USP. 3:1-28. 1973.
- QUEIROZ NETO, J.P. & JOURNAUX, A. (coordenadores). Carta geomorfológica de São Pedro (SP). *Sedimentologia e Pedologia.*, São Paulo, Instituto de Geografia/USP, 12:1-33. 1978.
- QUEIROZ NETO, J.P.; CASTRO, S.S.; FERNANDES BARROS, O.N. MANFREDINI, S.; PELLERIN, J.; RUELLAN, A. & TOLEDO, G.S. Um estudo de dinâmica de solos: formação e transformação de perfis com horizonte B textural. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, Salvador, 1980. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. *Resumos*.

- 1981.
- RAIJ, B. Van; QUAGGIO, J.A.; CANTARELLA, H.; FERREIRA, M.E.; LOPES, A.S. & BATAGLIA, O.A. *Análise química do solo para fins de fertilidade*. Campinas, Fundação Cargill, 1987. 165p.
- RANZANI, G.; PENTEADO, M.M. & SILVEIRA, J.D. Concreções ferruginosas, paleossolo e as superfícies de cimeira do Planalto Ocidental Paulista. *Geomorfologia*, 31:1-28. 1972.
- REBERTUS, R.A. & BUOL, S.W. Intermittency of illuviation in Dystrochrepts and Hapludults. *Geoderma*, Amsterdam, 36(3):277-291, 1985.
- ROBINSON, G.H. & RICH, C. I. Characteristics of the multiple yellowish red bands common to certain soils of the southeastern United States. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* Madison, 24(2):226-230. 1960.
- RODRIGUES, T.E. & KLAMT, E. Mineralogia e Gênese de uma seqüência de solos do Distrito Federal. *R. bras. Ci. Solo*. Campinas, (2)132-139. 1978.
- ROSS, J.L.S. O relevo brasileiro, as superfícies de aplanamento e os níveis morfológicos. USP, FFCHSP, São Paulo. *Rev. do Departamento de Geografia*. 5:7-24. 1991.
- RUHE, R. V. Geomorphic Surfaces and the nature of soils. *Soil Science*. 82:441-445. 1956.
- RUHE, R.V. *Quaternary landscapes in Iowa*. Iowa State Univ. Press. Ames (Iowa), 1969. 255p.
- RUHE, R.V. *Geomorphology*. Houghton Mifflin pub., Boston. 1975.
- RUHE, R.V.; DANIELS, R.B. & CADY, J.G. Landscape evolution and soil formation in south western Iowa. *USDA Technical Bulletin* 1349. 1967.
- SANTOS, M.C.D., MERMUT, A.R. & RIBEIRO, M.R. Submicroscopy of clay microagregates in an oxisol from Pernambuco, Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* Madison, 53:1895-1901, 1989.
- SANTOS, M.C.D., MERMUT, A.R. & RIBEIRO, M.R. Micromorfologia de solos com argila de atividade baixa no Sertão de Pernambuco. *R. bras. Ci. Solo*, Campinas, 15(1):83-91, 1991.

- SCHAETZL, R.J. Texture, mineralogy, and lamellae development in sandy soils in Michigan. *Soil Sci. Soc. Am. J. Madison*, 56:1538-1545. 1992.
- SLAGER, S.; JONGMANS, A.G. & PONS, L.J. Micromorphology of some tropical alluvial clay soils. *J. Soil Sci.* 21:233-241. 1970.
- SOUZA FILHO, E.E. Mapeamento faciológico do Subgrupo Itararé na Quadricula de Campinas (SP). Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. São Paulo, 1986. (Dissertação de mestrado).
- SPAROVEK, G.; de JONG van LIER, Q; LEPSCH, I.F. Gmap: um programa de manipulação de mapas temáticos adaptado a computadores de pequeno porte. O exemplo do município de Piracicaba. *B. Inf. da SBCS* 18(1):15-19, 1993.
- STOOPS, G. Le profil d'alteration au Bas-Congo (Kinshasa). Sa description e sa genèse. *Pedologie*, Ghent, 17:60-105. 1967.
- STOOPS, G. 1983. Micromorphology of the oxic horizon. In P. Bullock & C.P. Murphy (eds.) *Soil Micromorphology*, Vol. 2: Soil Genesis. Berkhamsted, Herts, England. AB Academic publishers. p 419-440. 1983.
- STOOPS, G. & JONGERIUS, A. Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of the related distribuion of fine and coarse particles. *Geoderma*, Amsterdam, 13:189-199, 1975.
- STOOPS, G. & BUOL S.W. Micromorphology of Oxisols. In: L.A. Douglas & M.L. Thompson (eds), *Soil Micromorphology and soil Classification*. SSSA Publ. No. 15. SSSA, Madison, WI (EUA). p.105-119. 1985.
- SUGUIO, K. As glaciações quaternárias e seus reflexos paleoclimáticos nas regiões intertropicais- Alguns exemplos brasileiros. In: II CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, *Anais*, Salvador, p.993-998. 1991.
- SUGUIO, K. & COIMBRA A.M. Estudo sedimentológico das "bandas onduladas" de solos da formação Bauru na área balisada pelas cidades de Osvaldo Cruz - Rancharia e Tupã, Estado de São Paulo. *Boletim do IG*. Instituto de Geociências, USP. São Paulo, 7:27-38,

- 1976.
- TARDY, Y. *Erosion*. Encyclopaedia Universalis. V. 8:615-627. 1990.
- TRICART, J. Informações para a interpretação paleogeográfica dos cascalheiros - *Notícia Geomorfológica*, Campinas, 4:1-11. 1959.
- TURCQ, B.; SUGUIO, K.; SOBIES, F.; SERVANT, M.; PRESSINOTTI, M.M.N. Alguns terraços fluviais do sudeste e do centro-oeste brasileiro datados por radiocarbono: possíveis significados paleoclimáticos. In: 10<sup>o</sup>. CONGRESSO ABEQUA, Porto Alegre, *Anais*. p.379-392. 1987.
- TYLER, E. J.; BUOL, S.W. & SANCHES, P.A. Genetic association of properties of soil of an área in the upper Amazon Basin of Peru. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* Madison, 42:771-776, 1978.
- UBERTI, A.A. & KLAMT, E. Relações solo-superfícies geomórficas na encosta inferior do nordeste do Rio Grande do Sul. *R. bras. Ci. Solo*. Campinas, 8:124-132. 1984.
- VAN EYSINGA, F.W.B. *Geological time table*. Elsevier ed. Third edition. Amsterdam, Elsevier. 1975.
- VIDAL TORRADO, P. & LEPSCH, I.F. Morfogênese dos solos de uma topossequência com transição B latossólico x B textural sobre migmatitos em Mococa (SP). *R. Bras. Ci. Solo*. Campinas, 17(1):109-119. 1993.
- VIDAL TORRADO, P. Relações solo x relevo em Mococa (SP); influência das características topográficas e posição na vertente nos atributos do solo. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", USP, 1989. 205p. (Dissertação de Mestrado).
- VIDAL TORRADO P.; MAZZA, J.A.; CASTRO, S.S. & DEMATTE, J.L.I. Micromorfologia e gênese de um Podzólico Vermelho Amarelo desenvolvido de sedimentos da formação Itararé no distrito de Tupi (Piracicaba-SP). In: 23<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO. Porto Alegre, julho de 1991. *Resumos*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, p.275. 1991.
- YOUNG, A. *Slopes*. Ed. Longman, London, 1972. 288p.
- YOUNG, A. & YOUNG, D.M. *Slope development*. Pub. Macmillan Education Ltd. London, 1974. 35p.

# Apêndice 1.

Fotografias aéreas da área estudada.



## Apêndice 2.

Cálculos estatísticos segundo Folk & Ward, da distribuição granulométrica das areias.



Pablo  
 Arquivo de entrada TIMG  
 Arquivo de saída TIMG.OUT  
 17-03-1993 16:09:07

## T1 0-25cm

intervalo phi	valor abs	Xrel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	4	4
1.00 a 2.00	4.00	16	20
2.00 a 3.00	10.00	40	60
3.00 a 4.30	10.00	40	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :  
 media grafica 2.688  
 desvio padrao 0.826 moderadamente selecionado  
 assimetria -0.173 assimetria negativa (grosseiros)  
 curtose +1.016 mesocurtico

## T1 130-160cm

intervalo phi	valor abs	Xrel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	0.00	0	0
1.00 a 2.00	3.00	17	17
2.00 a 3.00	9.00	50	67
3.00 a 4.30	6.00	33	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :  
 media grafica 2.679  
 desvio padrao 0.707 moderadamente bem selecionado  
 assimetria -0.015 aproximadamente simetrica  
 curtose +0.996 mesocurtico

## T1 250-300cm

intervalo phi	valor abs	Xrel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	0.00	0	0
1.00 a 2.00	4.00	20	20
2.00 a 3.00	10.00	50	70
3.00 a 4.30	6.00	30	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :  
 media grafica 2.617  
 desvio padrao 0.717 moderadamente selecionado  
 assimetria +0.009 aproximadamente simetrica  
 curtose +0.977 mesocurtico

## T1 400-450cm

intervalo phi	valor abs	Xrel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	4	4
1.00 a 2.00	7.00	26	30
2.00 a 3.00	14.00	52	81
3.00 a 4.30	5.00	19	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.365	
desvio padrao	0.766	moderadamente selecionado
assimetria	-0.004	aproximadamente simetrica
curtose	+1.092	mesocurtico

---

## T1 550-600cm

intervalo phi	valor abs	Xrel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	0.00	0	0
1.00 a 2.00	3.00	17	17
2.00 a 3.00	8.00	44	61
3.00 a 4.30	7.00	39	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.733	
desvio padrao	0.730	moderadamente selecionado
assimetria	-0.080	aproximadamente simetrica
curtose	+0.949	mesocurtico

---

## T1 700-800cm

intervalo phi	valor abs	Xrel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	4	4
1.00 a 2.00	4.00	16	20
2.00 a 3.00	12.00	48	68
3.00 a 4.30	8.00	32	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.614	
desvio padrao	0.795	moderadamente selecionado
assimetria	-0.092	aproximadamente simetrica
curtose	+1.091	mesocurtico

---

## T1 800-900cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	0.00	0	0
1.00 a 2.00	0.00	0	0
2.00 a 3.00	16.00	64	64
3.00 a 4.30	9.00	36	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.928	
desvio padrao	0.473	bem selecionado
assimetria	+0.215	assimetria positiva (finos)
curtose	+1.103	mesocurtico

## T1 1000-1100cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	0.00	0	0
1.00 a 2.00	0.00	0	0
2.00 a 3.00	5.00	36	36
3.00 a 4.30	9.00	64	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	3.168	
desvio padrao	0.491	bem selecionado
assimetria	-0.017	aproximadamente simetrica
curtose	+1.008	mesocurtico

Pablo  
 Arquivo de entrada TOPO  
 Arquivo de saída TOPO.OUT  
 17-03-1993 17:40:09

Lobo 250-300cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	3	3
1.00 a 2.00	5.00	17	20
2.00 a 3.00	15.00	50	70
3.00 a 4.33	9.00	30	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :  
 media grafica 2.605  
 desvio padrao 0.768 moderadamente selecionado  
 assimetria -0.045 aproximadamente simetrica  
 curtose +1.078 mesocurtico

T1 250-300cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	0.00	0	0
1.00 a 2.00	4.00	20	20
2.00 a 3.00	10.00	50	70
3.00 a 4.33	6.00	30	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :  
 media grafica 2.620  
 desvio padrao 0.722 moderadamente selecionado  
 assimetria +0.015 aproximadamente simetrica  
 curtose +0.982 mesocurtico

BW 250-300cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	4	4
1.00 a 2.00	7.00	28	32
2.00 a 3.00	13.00	52	84
3.00 a 4.33	4.00	16	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :  
 media grafica 2.303  
 desvio padrao 0.742 moderadamente selecionado  
 assimetria -0.000 aproximadamente simetrica  
 curtose +1.118 leptocurtico

## T3b 250-300cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	4	4
1.00 a 2.00	3.00	12	16
2.00 a 3.00	13.00	52	68
3.00 a 4.33	8.00	32	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.686	
desvio padrao	0.754	moderadamente selecionado
assimetria	-0.064	aproximadamente simetrica
curtose	+1.193	leptocurtico

---

## **Apêndice 3.**

**Análises químicas, granulométricas e cor dos horizontes dos perfis das três toposseqüências estudadas.**

Pto	Prof (cm)	Cor	pH H2O	P			meq/100g							ARBIA							ARBILA			FLOC (%)	
				MO4	ppm	Na	Ca	Mg	K	Al	N+Al	SB	CTC7	V	n	MG	G	M	P	NP	Tot	Sil	Tot		H2O
T1	00-25	2,5YR 3/4	4.2	2.4	15	0.03	2.5	0.8	0.20	1.4	10.9	3.5	14.4	24	29	0	1	4	10	10	25	12	63	39	38
T1	25-70	2,5YR 3/5	4.0	2.0	5	0.02	1.6	0.8	0.05	2.6	16.6	2.5	19.1	13	51	0	0	2	6	7	15	7	78	45	42
T1	105-130	2,5YR 3/5	3.9	1.6	3	0.01	0.9	0.3	0.03	2.3	13.5	1.2	14.7	8	66	0	0	3	9	6	18	8	74	27	64
T1	130-160	2,5YR 3/8	4.2	1.1	2	0.01	0.6	0.2	0.03	1.3	6.4	0.8	7.2	11	62	0	0	3	9	6	18	6	76	14	82
T1	150-200		4.0	1.0	2	0.02	0.2	0.1	0.05	1.0	6.4	0.4	6.8	6	71	0	1	3	9	5	18	11	71	2	97
T1	200-250		4.9	0.7	3	0.02	1.6	0.4	0.09	0.2	2.8	2.1	4.9	43	9	0	1	5	10	6	22	10	68	2	97
T1	250-300		4.6	0.7	4	0.02	2.1	0.4	0.10	0.2	3.8	2.6	6.4	41	7	0	0	4	10	6	20	15	65	2	97
T1	300-350		4.9	0.7	4	0.02	1.5	0.4	0.10	0.2	2.8	2.0	4.8	42	9	0	1	4	10	11	26	14	60	2	97
T1	350-400		4.3	0.7	4	0.02	1.9	0.5	0.12	0.4	3.4	2.5	5.9	42	14	0	1	5	14	10	30	16	54	1	98
T1	400-450		4.3	0.7	3	0.02	1.3	0.4	0.17	0.9	3.8	1.9	5.7	33	32	0	1	7	14	5	27	22	51	2	96
T1	450-500		4.1	0.7	2	0.02	1.7	0.5	0.19	0.5	3.8	2.4	6.2	39	17	0	1	6	8	11	26	20	54	49	9
T1	500-550		4.2	0.7	4	0.02	1.9	0.4	0.32	1.0	4.2	2.6	6.8	38	28	0	3	3	9	5	20	24	56	2	96
T1	550-600		3.9	0.7	4	0.02	1.8	0.3	0.35	1.0	4.7	2.5	7.2	35	29	0	0	3	8	7	18	25	57	2	96
T1	600-700		4.1	0.7	2	0.02	1.2	0.4	0.19	1.0	4.2	1.8	6.0	30	36	0	1	5	13	12	31	22	47	3	94
T1	700-800		4.0	0.7	4	0.02	1.5	0.2	0.30	1.4	5.2	2.0	7.2	28	41	0	1	4	12	8	25	24	51	2	96
T1	740-800		4.2	0.7	3	0.02	1.6	0.2	0.16	2.8	8.8	2.0	10.8	19	58	0	0	1	10	7	18	31	51	3	94
T1	800-900		4.1	0.7	3	0.02	1.8	0.2	0.14	2.7	8.8	2.2	11.0	20	55	0	0	0	16	9	25	26	49	2	96
T1	9.0-10.		4.3	0.7	1	0.02	1.7	0.3	0.21	2.9	9.8	2.2	12.0	18	57	0	0	0	8	10	18	35	47	2	96
T1	10.0-11		3.9	0.6	1	0.02	0.1	0.1	0.24	3.3	18.5	0.5	19.0	3	87	0	0	0	5	9	14	39	47	2	96
T2	00-30	2,5YR 3/4	4.2	2.4	11	0.02	2.3	0.8	0.44	1.7	10.9	3.6	14.5	25	32	0	1	4	10	5	20	13	67	42	37
T2	30-48	2,5YR 3/6	4.2	2.3	4	0.02	2.0	0.8	0.20	1.7	13.5	3.0	16.5	18	36	0	0	2	4	7	13	9	78	52	33
T2	48-102	2,5YR 3/6	3.9	2.0	4	0.02	1.3	0.4	0.06	2.6	18.5	1.8	20.3	9	59	0	0	2	4	7	13	7	80	33	59
T2	102-150	2,5YR 4/8	3.8	1.6	4	0.01	1.2	0.2	0.03	2.6	16.6	1.4	18.0	8	65	0	0	2	6	6	14	11	75	24	68
T2	150-200	2,5YR 4/8	4.1	0.9	4	0.01	2.6	0.3	0.10	0.6	4.2	3.0	7.2	42	17	0	0	3	8	5	16	11	73	3	96
T2	200-250	2,5YR 4/8	4.3	0.7	5	0.01	2.5	0.5	0.08	0.3	3.8	3.1	6.9	45	9	0	0	2	6	6	14	15	71	2	97
T3A	00-20	2,5YR 3/4	4.5	2.6	10	0.01	2.3	0.9	0.31	0.8	8.8	3.5	12.3	28	19	0	0	2	8	8	18	15	67	45	33
T3A	20-52	2,5YR 3/6	4.1	1.9	4	0.02	1.7	0.9	0.12	2.1	15.0	2.7	17.7	15	44	0	0	1	3	4	8	10	82	55	33
T3A	52-88	2,5YR 3/6	3.9	1.6	4	0.02	0.9	0.4	0.10	2.8	18.5	1.4	19.9	7	67	0	0	1	4	4	9	11	80	43	46
T3A	88-117	2,5YR 4/6	3.9	1.5	3	0.01	0.7	0.3	0.05	2.4	16.6	1.1	17.7	6	69	0	0	1	5	4	10	10	80	39	51
T3A	117-15	2,5YR 4/8	4.1	1.2	3	0.01	0.6	0.1	0.04	1.5	8.8	0.8	9.6	8	65	0	0	1	5	7	13	11	76	6	92
T3A	150-20	2,5YR 4/8	4.1	0.7	6	0.01	1.9	0.4	0.09	0.6	4.2	2.4	6.6	36	20	0	0	1	6	5	12	19	69	4	94
T3A	200-25	2,5YR 4/8	4.3	0.7	6	0.01	2.3	0.5	0.11	0.3	3.1	2.9	6.0	48	9	0	0	2	8	6	16	15	69	3	96

Dados analiticos e cor do solo (MURSELL) dos perfis da topossequencia da Fazenda Morro Grande.

Pto	Prof (cm)	Cor	pH B20	P MO%	ppm	meq/100g										ARRIA							ARGILA			PLOC (%)
						Na	Ca	Mg	K	Al	H+Al	SB	CTC7	V	n	HG	G	M	F	MF	Tot	Sil	Tot	B20		
T3B	00-20	2,5YR 3/4	4.6	3.1	13	0.01	3.6	1.2	0.13	0.6	8.0	4.9	12.9	38	11	0	1	6	14	6	27	13	60	39	35	
T3B	20-51	2,5YR 3/5	4.5	1.9	4	0.01	2.9	1.8	0.06	0.8	8.8	4.8	13.6	35	14	0	0	1	3	3	7	11	82	52	37	
T3B	51-94	2,5YR 3/5	3.9	1.8	4	0.01	1.1	0.3	0.03	2.8	20.5	1.4	21.9	6	67	0	0	3	10	5	18	8	74	39	47	
T3B	94-132	2,5YR 3,5/6	3.9	1.3	3	0.01	0.8	0.1	0.03	2.8	15.0	0.9	15.9	6	76	0	0	2	8	6	16	11	73	35	52	
T3B	132-15	2,5YR 4/8	4.0	1.0	2	0.01	0.7	0.1	0.04	1.8	8.0	0.9	8.9	10	67	0	0	2	9	7	18	13	69	4	94	
T3B	150-20		4.2	0.8	5	0.01	2.0	0.3	0.09	0.9	4.7	2.4	7.1	34	27	0	0	2	9	5	16	14	70	4	94	
T3B	200-25		4.3	0.7	4	0.01	2.6	0.3	0.09	0.6	3.8	3.0	6.8	44	17	0	1	2	10	7	20	11	69	4	94	
T3B	250-30		4.9	0.7	4	0.02	2.0	0.3	0.07	0.0	2.8	2.4	5.2	46	0	0	1	3	13	8	25	16	59	4	93	
T3B	300-35		4.6	0.7	4	0.03	1.6	0.4	0.06	0.4	3.1	2.1	5.2	40	16	0	1	4	15	9	29	20	51	4	92	
T3B	350-40		4.8	0.7	5	0.02	1.7	0.3	0.07	0.2	2.5	2.1	4.6	46	9	0	1	4	12	3	20	19	61	4	93	
T3B	400-45		4.6	0.7	5	0.01	1.6	0.3	0.09	0.3	3.1	2.0	5.1	39	13	0	1	4	15	7	27	18	55	4	93	
T3B	450-50		4.4	0.6	3	0.01	1.6	0.3	0.24	0.8	3.4	2.2	5.6	39	27	0	1	4	16	6	27	18	55	3	95	
T3B	500-55		4.5	0.6	4	0.03	1.7	0.2	0.17	1.0	3.8	2.1	5.9	36	32	0	0	4	14	7	25	22	53	4	92	
T3B	550-60		4.4	0.6	4	0.02	1.6	0.2	0.24	0.7	3.4	2.1	5.5	38	25	0	1	4	14	6	25	19	56	4	93	
T3B	600-65		4.5	0.6	4	0.02	1.8	0.3	0.13	0.9	4.2	2.3	6.5	35	28	0	1	2	10	6	19	26	55	4	93	
T3B	650-70		4.3	0.6	6	0.02	1.8	0.2	0.10	1.4	4.2	2.1	6.3	33	40	0	0	3	12	18	33	25	42	2	95	
T3B	700-75		4.5	0.5	4	0.02	1.8	0.3	0.10	1.4	3.8	2.2	6.0	37	39	0	1	2	9	15	27	25	48	2	96	
T3B	750-80		4.1	0.7	4	0.02	2.3	0.4	0.15	2.0	4.7	2.9	7.6	38	41	0	0	2	5	17	24	23	53	2	96	
T3B	800-85		4.1	0.7	4	0.02	1.7	0.3	0.19	2.8	8.0	2.2	10.2	22	56	0	0	1	2	12	15	31	54	3	94	
T4	00-33	2,5YR 3/4	4.7	1.5	6	0.02	1.9	0.5	0.05	0.6	3.8	2.5	6.3	40	19	0	1	5	23	12	41	21	38	32	16	
T4	33-70	2,5YR 3,5/6	4.8	1.2	3	0.02	2.3	0.5	0.05	0.4	3.8	2.9	6.7	43	12	0	0	2	9	7	18	13	69	37	46	
T4	70-150	2,5YR 4/8	4.5	0.9	2	0.03	1.3	0.6	0.07	0.6	3.8	2.0	5.8	34	23	0	0	1	7	10	18	12	70	8	89	
T5	00-33	7,5YR 4/6	5.0	1.4	16	0.02	1.8	0.7	0.33	0.3	2.2	2.9	5.1	57	9	0	0	7	26	14	47	14	39	32	18	
T5	33-77	2,5YR 4/6	4.6	1.0	2	0.02	2.1	0.5	0.15	0.1	2.8	2.8	5.6	50	3	0	0	4	14	10	28	16	56	3	95	
T5	77-110	2,5YR 4/8	4.8	0.7	2	0.02	1.7	0.6	0.09	0.3	2.5	2.4	4.9	49	11	0	0	3	15	9	27	18	55	2	96	
T5	110+		4.6	0.7	1	0.02	1.5	0.9	0.13	0.3	3.1	2.6	5.7	46	10	0	0	3	14	12	29	16	55	2	96	
T6	00-23	10YR 3/3,5	4.4	1.6	16	0.02	1.4	0.4	0.25	0.8	3.8	2.1	5.9	36	28	0	0	13	27	9	49	29	22	17	23	
T6	23-32		4.3	1.3	7	0.02	1.8	0.3	0.09	0.6	3.8	2.2	6.0	37	21	0	0	15	25	8	48	30	22	17	23	
T6	32-47		4.8	1.1	2	0.02	4.4	0.8	0.17	0.5	3.1	5.4	8.5	64	8	0	0	7	17	11	35	22	43	32	26	
T6	47-75		4.6	1.1	1	0.02	5.2	1.2	0.16	0.7	4.2	6.6	10.8	61	10	0	0	4	14	10	28	18	54	32	41	
T6	75-140		4.7	0.8	1	0.02	2.8	1.6	0.41	1.4	4.7	4.8	9.5	51	23	0	0	1	3	4	8	30	62	2	97	
																0	1	4	11	11	27	18	55	2	96	
POCO 6m			4.3	0.7	2	0.02	1.5	0.3	0.13	0.9	4.7	2.0	6.7	30	31											

Dados analiticos e cor do solo (MUNSELL) dos perfis da topossequencia da Fazenda Morro Grande. (Continuacao)



Pto	Prof (cm)	Cor	pH H2O	P MOl	ppm	----- meq/100g -----							ARRIA							ARGILA		FLOC (%)			
						Na	Ca	Mg	K	Al	H+Al	SB	CTC7	V	n	MG	G	M	P	MP	Tot		Sil	Tot	H2O
T1	00-22	10YR 4/2	3.8	1.1	10	0.01	0.4	0.1	0.05	3.6	3.1	0.6	3.7	16	86	0	1	14	53	12	80	10	10	5	50
T1	22-49	7,5YR 5/6	3.8	0.9	6	0.01	0.4	0.1	0.06	1.1	4.2	0.6	4.8	13	65	0	1	16	48	10	75	11	14	10	29
T1	49-100	7,5YR 6/8	3.8	0.7	4	0.01	0.1	0.1	0.04	2.0	2.8	0.3	3.1	10	87	0	1	19	44	10	74	12	14	10	29
T1	100-140	10YR 7/6	3.7	0.6	3	0.01	0.1	0.1	0.10	1.5	2.0	0.3	2.3	13	83	0	1	15	43	13	72	14	14	10	29
T1	180-200	5YR 5/7	3.7	0.5	2	0.01	0.2	0.1	0.15	1.3	2.8	0.5	3.3	15	72	0	1	13	42	10	66	14	20	2	90
T1	200-250	5YR 5/8	3.6	0.6	7	0.01	0.2	0.2	0.07	1.6	2.5	0.5	3.0	17	76	0	1	22	41	8	72	8	20	2	90
T1	300-330	5YR 5,5/8	3.6	0.4	7	0.01	1.7	0.2	0.12	1.2	2.8	2.0	4.8	42	38	0	1	9	37	19	66	14	20	1	95
T1	350-400	5YR 6/8	3.6	0.4	6	0.01	1.9	0.2	0.10	1.6	2.2	2.2	4.4	50	42	0	1	19	38	9	67	12	21	1	95
T1	400-450	7,5YR 6/8	3.6	0.4	3	0.01	1.9	0.3	0.13	1.5	2.5	2.3	4.8	48	39	0	1	11	42	12	66	14	20	2	90
T1	450-500	7,5YR 7/8	3.5	0.6	2	0.01	0.2	0.1	0.04	1.7	2.5	0.4	2.9	14	81	0	1	14	52	7	74	7	19	1	95
T1	500-550	7,5YR 7/8	3.5	0.6	2	0.01	0.1	0.1	0.03	1.6	2.5	0.2	2.7	7	89	0	1	14	50	9	74	6	20	1	95
T2	00-30	10YR 5/3	3.8	0.8	17	0.01	0.8	0.2	0.09	1.4	2.0	1.1	3.1	35	56	0	0	14	49	12	75	13	12	8	33
T2	30-70	10YR 6/4	4.9	0.6	4	0.01	0.7	0.2	0.09	0.1	1.3	1.0	2.3	43	9	0	0	12	50	14	76	12	12	9	25
T2	70-108	7,5YR 6/6	5.1	0.6	4	0.01	2.0	0.7	0.18	0.0	1.5	2.9	4.4	66	0	0	0	7	41	16	64	14	22	20	9
T2	108-180	5YR 5/7	5.5	0.5	3	0.02	2.0	0.5	0.10	0.0	1.5	2.6	4.1	63	0	0	0	8	46	12	66	11	23	19	17
T2	180-200	5YR 5/6	5.7	0.5	2	0.02	2.5	0.3	0.19	0.0	1.2	3.0	4.2	71	0	0	1	5	26	11	43	31	26	3	88
T3	00-18	10YR 5,5/3	5.3	1.0	10	0.01	1.2	0.4	0.05	0.0	1.6	1.7	3.3	52	0	0	5	29	21	5	60	26	14	8	43
T3	18-32	10YR 4/3	5.6	0.8	10	0.01	1.2	0.4	0.04	0.0	1.3	1.7	3.0	57	0	0	4	27	22	9	62	25	13	8	38
T3	32-40	10YR 6/4	5.4	0.7	4	0.01	0.9	0.4	0.05	0.0	1.3	1.4	2.7	52	0	1	3	26	18	8	56	33	11	8	27
T3	40-60+	10YR 5,5/8	5.5	0.6	4	0.01	2.4	1.2	0.10	0.0	1.5	3.7	5.2	71	0	0	3	20	13	3	39	41	20	18	10
T4	00-16	10YR 4/3	4.3	1.4	19	8.02	1.7	0.6	0.09	1.1	5.2	2.4	7.6	32	31	0	0	3	26	12	41	33	26	19	27
T4	16-33	7,5YR 4/6	3.8	0.8	6	0.05	1.0	0.7	0.10	3.0	8.8	1.9	10.7	18	61	0	0	4	25	6	35	20	45	2	96
T4	33-50	7,5YR 4/6	4.0	0.8	10	0.05	0.5	0.5	0.11	2.6	9.8	1.2	11.0	11	68	0	0	3	24	9	36	20	44	1	98
T4	50-90	7,5YR 4/6	3.7	0.7	11	0.04	0.3	0.5	0.09	2.8	9.8	0.9	10.7	8	76	0	0	2	23	14	39	22	39	2	95
T4	90-120	7,5YR 4/6	3.7	0.7	12	0.04	0.1	0.4	0.15	3.0	10.9	0.7	11.6	6	81	0	0	6	26	7	39	26	35	3	91
T4	120-150	7,5YR 4/6	3.8	0.7	21	0.04	0.2	0.5	0.21	2.9	8.8	1.0	9.8	10	74	0	0	2	26	11	39	23	38	1	97
T4	150-180	7,5YR 5/8	4.0	0.6	7	0.05	0.1	0.3	0.37	2.2	8.8	0.8	9.6	8	73	0	0	2	26	9	37	22	41	1	98
T4	180-250	7,5YR 5/8	3.9	0.4	17	0.07	0.1	0.7	0.35	2.6	7.2	1.2	8.4	14	68	0	0	8	23	4	35	24	41	1	98
T4	250-300	7,5YR 5/8	4.1	0.6	6	0.10	0.1	0.9	0.28	2.1	7.2	1.4	8.6	16	60	0	0	3	28	9	40	20	40	3	93
T4	300-350	10YR 6/4	4.2	0.5	5	0.16	0.2	2.1	0.18	0.6	5.8	2.6	8.4	31	19	1	2	3	7	6	19	35	46	1	98
T4	350-400	10YR 7/2	4.6	0.5	9	0.14	0.6	1.1	0.18	0.6	2.5	2.0	4.5	44	23	1	1	3	41	8	54	21	25	1	96
T4	400-450	10YR 6/3	4.8	0.4	10	0.13	0.8	1.1	0.16	0.4	1.8	2.2	4.0	55	15	1	1	14	40	6	62	16	22	1	95

Dados analíticos e cor do solo (MUSELL) dos perfis da toposequência da Fazenda Tambo.

Pto	Prof (cm)	Cor	pH H2O	P NO3 ppm	----- Meq/100g -----										ARRIA							ARGILA			FLOC (%)
					Na	Ca	Mg	K	Al	H+Al	SB	CTC7	V	a	MG	G	M	V	MP	Tot	Sil	Tot	N2O		
T5	00-20	10YR 4/3	3.7	2.0	33	0.08	1.8	0.7	0.28	4.5	18.5	2.9	21.4	14	61	0	0	1	13	9	23	32	45	35	22
T5	20-36	10YR 5/4	3.6	0.5	19	0.08	1.8	0.5	0.10	4.0	15.0	2.5	17.5	14	62	0	0	1	14	10	25	28	47	3	94
T5	36-57	10YR 6/4	3.7	1.1	18	0.08	1.2	0.4	0.09	3.8	15.0	1.8	16.8	11	68	0	0	3	28	8	39	17	44	1	98
T5	57-76	10YR 6/4	3.7	0.7	21	0.06	0.6	0.3	0.07	2.1	5.8	1.0	6.8	15	68	0	0	20	45	5	70	6	24	1	96
T5	76-104	10YR 5/4	4.2	1.2	18	0.16	0.9	1.3	0.28	2.8	13.5	2.6	16.1	16	52	0	0	1	15	9	25	24	51	2	96
T5	104-150	10YR 4/4	4.2	0.9	23	0.21	0.9	2.0	0.31	1.8	8.0	3.4	11.4	30	35	0	1	7	18	4	30	26	44	3	93
T5	170-250	10YR 4/4	4.7	0.8	10	0.24	0.5	2.3	0.29	1.2	6.4	3.3	9.7	34	27	0	0	1	5	2	8	34	58	1	98
T6	00-28	10YR 4/3	3.6	2.0	33	0.06	1.3	0.5	0.11	4.2	15.0	2.0	17.0	12	68	0	0	0	14	17	31	32	37	29	22
T6	28-52	10YR 4/5	3.7	1.2	10	0.07	0.9	0.4	0.09	3.7	13.5	1.5	15.0	10	71	0	0	0	19	10	29	28	43	2	95
T6	52-84	7,5YR 4/6	3.8	1.0	8	0.09	0.2	1.0	0.08	2.8	10.9	1.4	12.3	11	67	0	0	0	14	13	27	26	47	1	98
T6	84-130+	7,5YR 4/6	3.8	0.7	14	0.08	0.1	1.1	0.10	3.4	13.5	1.4	14.9	9	71	0	0	0	17	9	26	29	45	1	98
T6	150-200	7,5YR 4/6	4.0	0.7	19	0.16	0.4	1.5	0.15	3.2	12.1	2.2	14.3	15	59	0	0	0	13	7	20	27	53	14	74
T6	200-250	7,5YR 4/6	4.1	0.7	19	0.19	1.0	1.6	0.20	2.4	12.1	3.0	15.1	20	44	0	0	0	12	10	22	29	49	15	69

Dados analiticos e cor do solo (MUNSELL) dos perfis da topossequencia da Fazenda Tambe. (Continuacao)

Pto	Prof (cm)	Cor	pH H2O	P NO3	ppm	----- meq/100g -----							-- % --		ARRIA								ARGILA			PLOC (%)
						Na	Ca	Mg	K	Al	N+Al	SB	CYC7	V	n	MG	G	M	F	MF	Tot	Sil	Tot	H2O		
L1	00-22	2,5YR 3/3	3.8	2.6	34	0.02	0.2	0.1	0.11	3.2	13.5	0.4	13.9	3	89	0	2	6	12	10	30	12	58	21	64	
L1	22-45	2,5YR 3/4	3.7	1.8	3	0.02	0.3	0.1	0.04	2.6	15.0	0.5	15.5	3	84	0	1	8	14	8	31	10	59	3	95	
L1	45-110	2,5YR 3/4	4.0	2.4	3	0.02	0.5	0.1	0.03	2.7	15.0	0.7	15.7	4	79	0	2	6	15	6	29	10	61	3	95	
L1	110-150	2,5YR 3/4	3.9	1.6	1	0.02	0.4	0.1	0.02	2.1	12.1	0.5	12.6	4	81	0	1	6	16	6	29	11	60	2	97	
L1	170-200	2,5YR 3/6	4.2	1.0	1	0.02	0.1	0.1	0.02	0.9	4.7	0.2	4.9	4	82	0	1	5	17	6	29	12	59	2	97	
L1	200-250	1,5YR 3/6	4.2	0.9	7	0.02	0.2	0.1	0.02	0.2	3.4	0.3	3.7	8	40	0	1	4	15	9	29	13	58	2	97	
L1	250-300		4.3	0.7	9	0.02	0.2	0.1	0.02	0.3	2.8	0.3	3.1	10	50	0	1	5	15	9	30	11	59	2	97	
L1	300-350		4.3	0.7	9	0.02	0.1	0.2	0.02	0.3	3.4	0.3	3.7	8	50	0	1	5	14	7	27	16	57	2	96	
L1	350-400		4.5	0.7	7	0.02	0.1	0.1	0.04	0.4	2.8	0.3	3.1	10	57	0	2	6	14	17	39	22	39	2	95	
L1	400-450		4.3	0.7	8	0.02	0.1	0.2	0.04	0.5	3.4	0.4	3.8	11	56	0	1	4	11	13	29	27	44	2	95	
L1	450-500		4.7	0.7	7	0.02	0.1	0.1	0.03	0.6	3.4	0.3	3.7	8	67	0	1	6	17	11	35	18	47	2	96	
L1	500-550		4.6	0.7	10	0.02	0.1	0.1	0.04	0.7	3.4	0.3	3.7	8	70	0	1	7	19	6	33	23	44	2	95	
L1	550-600		4.8	0.7	9	0.02	0.1	0.1	0.07	0.8	3.1	0.3	3.4	9	73	0	1	6	20	8	35	22	43	2	95	
L1	600-650		4.4	0.7	10	0.02	0.1	0.1	0.02	0.9	4.2	0.2	4.4	5	82	0	1	4	12	8	25	29	46	3	93	
L1	650-700		4.6	0.7	7	0.02	0.1	0.1	0.03	1.0	3.1	0.3	3.4	9	77	1	2	7	22	7	39	24	37	1	97	
L1	700-750		4.4	0.6	8	0.02	0.1	0.1	0.03	1.0	3.4	0.3	3.7	8	77	0	2	6	18	15	41	24	35	1	97	
L1	750-800		4.5	0.6	7	0.02	0.1	0.1	0.03	1.4	3.4	0.3	3.7	8	82	0	2	7	21	9	39	22	39	1	97	
L2	00-33	5YR 3/3	3.5	2.0	18	0.02	0.5	0.2	0.05	2.4	8.8	0.8	9.6	8	75	1	3	8	25	10	47	18	35	18	49	
L2	33-70	3,5YR 4/4	3.9	1.4	3	0.02	0.4	0.1	0.02	2.1	7.2	0.5	7.7	6	81	1	2	8	18	14	43	16	41	3	93	
L2	70-118	3,5YR 4/6	3.7	1.2	3	0.02	0.3	0.1	0.02	1.9	8.0	0.4	8.4	5	83	1	2	8	24	10	45	13	42	2	95	
L2	120-150	3,5YR 4/6	4.0	1.0	2	0.02	0.3	0.1	0.02	1.6	5.8	0.4	6.2	6	80	1	2	5	24	15	47	15	38	3	92	
L2	150-200	2,5YR 4/6	4.2	0.7	9	0.02	0.1	0.1	0.02	0.6	3.1	0.2	3.3	6	75	1	2	5	22	13	43	17	40	2	95	
L2	200-250	2,5YR 4/7	4.4	0.7	7	0.02	0.1	0.1	0.02	0.4	2.5	0.2	2.7	7	67	1	2	4	20	12	39	17	44	1	98	
L2	250-300		4.1	0.7	7	0.02	0.1	0.1	0.02	0.3	2.5	0.2	2.7	7	60	1	2	5	20	9	37	21	42	1	98	
L2	300-350		4.6	0.7	6	0.02	0.1	0.1	0.03	0.4	2.2	0.3	2.5	12	57	1	1	4	21	14	41	21	38	2	95	
L2	350-400		4.0	0.7	4	0.02	0.1	0.1	0.03	0.9	3.4	0.3	3.7	8	75	1	2	5	21	12	41	23	36	1	97	
L2	400-450		4.3	0.7	8	0.02	0.1	0.1	0.06	1.0	2.8	0.3	3.1	10	77	1	3	8	19	12	43	24	33	3	91	
L3	00-23	7,5YR 3/3	4.0	1.4	12	0.02	1.2	0.3	0.05	0.7	3.4	1.6	5.0	32	30	4	5	22	32	9	72	12	16	12	25	
L3	23-45	7,5YR 4/4	4.7	1.1	6	0.02	1.0	0.4	0.04	0.4	2.8	1.5	4.3	35	21	2	4	22	32	10	70	10	20	17	15	
L3	45-90	5YR 4/6	4.1	0.9	2	0.02	0.5	0.3	0.02	0.9	3.4	0.8	4.2	19	53	2	3	18	28	11	62	12	26	19	27	
L3	90-150	5YR 4/8	4.4	0.7	1	0.02	0.6	0.2	0.03	0.8	2.5	0.9	3.4	26	47	2	4	14	28	16	64	10	26	19	27	
L3	170-200	5YR 4/8	4.0	0.7	1	0.02	0.4	0.1	0.04	0.9	2.8	0.6	3.4	18	60	6	7	20	29	10	72	8	20	1	95	
L3	200-250	5YR 4/8	4.2	0.6	1	0.02	0.4	0.1	0.03	0.9	2.5	0.6	3.1	19	60	5	5	17	26	11	64	8	28	2	93	

Dados analíticos e cor do solo (MURSELL) dos perfis da topossequencia da Fazenda Lobo.

Pto	Prof (cm)	Cor	pH H2O	P						meq/100g							ARGILA							FLOC (%)	
				NO3	ppm	Na	Ca	Mg	K	Al	N+Al	SB	CTC7	V	m	MG	G	H	F	MP	Tot	Sil	Tot		H2O
L4	00-27	5YR 3/3	4.0	2.1	19	0.02	1.2	0.4	0.19	1.0	5.2	1.8	7.0	26	36	1	2	15	31	9	58	12	30	15	50
L4	27-53	2,5YR 3/6	4.4	1.2	3	0.02	1.3	0.3	0.03	0.8	4.2	1.7	5.9	29	32	1	2	9	26	9	47	13	40	19	53
L4	53-77	2,5YR 3/5	4.1	1.4	4	0.02	1.0	0.2	0.03	1.1	4.7	1.3	6.0	22	46	1	2	11	26	9	49	10	41	22	46
L4	77-125	2,5YR 4/6	4.1	1.0	3	0.02	0.5	0.2	0.02	1.5	4.7	0.7	5.4	13	68	1	3	14	27	8	53	9	38	10	74
L4	125-150	2,5YR 4/7	3.9	1.0	2	0.02	0.5	0.1	0.02	1.0	4.2	0.6	4.8	13	63	1	3	10	29	9	52	10	38	10	74
L4	150-200	2,5YR 4/8	4.1	0.8	2	0.02	0.1	0.1	0.03	0.8	2.8	0.3	3.1	10	73	1	2	10	31	12	56	10	34	10	71
L4	200-250	2,5YR 4/8	4.2	0.7	5	0.02	0.1	0.1	0.03	0.5	2.8	0.3	3.1	10	63	1	2	9	28	11	51	9	40	10	75
L4	250-300		4.7	0.7	7	0.02	0.1	0.1	0.20	0.4	2.0	0.4	2.4	17	50	0	2	8	25	14	49	11	40	10	75
L4	300-350		4.5	0.7	6	0.02	0.1	0.1	0.33	0.3	2.2	0.6	2.8	21	33	1	2	9	29	11	52	12	36	10	72
L4	350-400		4.8	0.6	6	0.02	0.1	0.1	0.12	0.5	2.0	0.3	2.3	13	63	1	2	9	27	10	49	15	36	10	72
L4	400-450		4.4	0.6	6	0.02	0.1	0.1	0.09	0.7	2.8	0.3	3.1	10	70	0	1	7	22	13	43	17	40	10	75
L4	450-500		4.2	0.6	6	0.02	0.1	0.1	0.08	1.0	2.5	0.3	2.8	11	77	0	1	9	27	10	47	17	36	9	75
L4	500-550		3.8	0.6	7	0.02	0.1	0.1	0.08	1.1	3.1	0.3	3.4	9	79	1	2	8	26	12	49	17	34	12	65
L4	550-600		4.1	0.6	7	0.02	0.1	0.1	0.11	1.3	2.8	0.3	3.1	10	81	1	2	9	25	10	47	16	37	11	70
L4	600-650		4.0	0.6	7	0.02	0.1	0.1	0.15	1.1	3.1	0.4	3.5	11	73	1	2	8	27	9	47	15	38	8	79
L4	650-700		4.2	0.6	7	0.02	0.1	0.1	0.18	1.2	2.8	0.4	3.2	13	75	1	2	12	18	12	45	15	40	8	80
L4	700-750		4.4	0.6	7	0.02	0.1	0.1	0.09	1.6	3.4	0.3	3.7	8	84	1	1	6	26	10	44	14	42	8	81
L4	750-800		4.5	0.6	8	0.02	0.1	0.1	0.09	1.7	4.2	0.3	4.5	7	85	1	2	7	18	5	33	16	51	8	84
L4	800-850		4.4	0.6	6	0.02	0.1	0.1	0.06	1.7	4.2	0.3	4.5	7	85	2	8	16	15	5	46	10	44	8	82
L5	00-25	5YR 3/4	3.7	1.2	16	0.02	0.1	0.2	0.14	2.3	5.8	0.5	6.3	8	82	1	2	17	31	7	58	12	30	16	47
L5	25-50	2,5YR 4/6	3.4	1.1	5	0.02	0.1	0.1	0.08	3.5	10.9	0.3	11.2	3	92	0	2	10	26	9	47	10	43	8	81
L5	50-70	2,5YR 4/7	3.6	0.8	2	0.02	0.3	0.1	0.04	3.0	10.9	0.5	11.4	4	86	1	2	9	25	10	47	7	46	1	98
L5	70-150	2,5YR 4/6	4.2	0.8	4	0.02	0.8	0.2	0.05	0.6	3.4	1.1	4.5	24	35	1	2	7	23	11	44	9	47	1	98
L5	150-200	2,5YR 4/6	4.1	0.7	7	0.02	0.2	0.1	0.06	0.8	2.8	0.4	3.2	13	67	0	2	7	19	11	39	10	51	8	84
L5	200-250	2,5YR 4/6	3.8	0.7	9	0.02	0.1	0.2	0.06	1.4	4.7	0.4	5.1	8	78	0	2	7	23	9	41	13	46	8	83
L5	250-300	2,5YR 4/7	4.4	0.7	7	0.02	0.1	0.1	0.13	1.0	3.1	0.4	3.5	11	71	0	2	8	28	8	46	9	45	9	80
L5	300-350	2,5YR 4/7	5.5	0.6	8	0.02	0.1	0.2	0.14	1.1	3.4	0.5	3.9	13	69	1	1	7	27	9	45	9	46	2	96
L5	350-400	2,5YR 4/6	5.4	0.6	7	0.02	0.1	0.2	0.13	1.1	3.1	0.5	3.6	14	69	0	1	7	28	8	44	11	45	2	96
L5	400-450	2,5YR 4/6	5.9	0.6	8	0.02	0.1	0.1	0.14	1.7	4.2	0.4	4.6	9	81	0	1	6	23	10	40	15	45	1	98
L5	450-480	2,5YR 4/6	6.0	0.6	8	0.02	0.1	0.1	0.13	2.2	5.2	0.4	5.6	7	85	0	1	12	24	6	43	12	45	1	98
L5	480-520	2,5YR 5/8	5.8	0.7	10	0.02	0.1	0.1	0.14	3.8	13.5	0.4	13.9	3	90	0	1	4	13	9	27	24	49	1	98
L6	00-15	7,5YR 3/3	5.9	2.0	25	0.02	2.8	1.0	0.24	0.8	4.2	4.1	8.3	49	16	0	1	2	37	17	57	20	23	4	83
L6	15-35	7,5YR 4/4	5.5	1.0	6	0.02	0.2	0.1	0.07	2.4	5.8	0.4	6.2	6	86	0	0	7	45	10	62	14	24	6	75
L6	35-58	6,5YR 4/4	4.4	0.7	6	0.02	0.2	0.1	0.05	2.2	4.7	0.4	5.1	8	85	0	0	11	53	9	73	9	18	4	78
L6	58-120	6,5YR 5/4	5.4	0.7	4	0.02	0.2	0.1	0.04	1.9	4.2	0.4	4.6	9	83	0	0	4	60	10	74	8	18	1	94
L6	120-150	7,5YR 4/4	4.7	0.6	4	0.02	0.1	0.3	0.04	1.6	3.4	0.5	3.9	13	76	0	0	3	47	24	74	10	16	6	63
L6	150-200	7,5YR 4/4	4.4	0.7	6	0.06	0.1	0.4	0.06	2.4	6.4	0.6	7.0	9	80	0	0	6	40	12	58	20	22	6	73
L6	200-250	6,5YR 4/4	4.2	0.7	7	0.04	0.1	0.3	0.05	2.3	5.8	0.5	6.3	8	82	6	6	14	25	7	58	17	25	1	96

Dados analiticos e cor do solo (MUNSELL) dos perfis da topossequencia da Fazenda Lobo. (Continuacao)

Pto	Prof (cm)	Cor	pH H2O	P NO3 ppm	----- meq/100g -----							ARBIA							ARGILA		FLOC (%)				
					Na	Ca	Mg	K	Al	H+Al	BB	CTC7	V	m	MG	G	M	P	MP	Tot		Sil	Tot	H2O	
BW	100-150		4.0	2.1	6	0.02	0.5	0.3	0.39	2.5	15.0	1.2	16.2	7	68	0	1	4	13	6	24	9	67	21	69
BW	150-200		4.2	1.4	4	0.02	0.2	0.2	0.31	2.9	13.5	0.7	14.2	5	81	0	1	6	16	6	29	6	65	1	98
BW	200-250		4.1	1.1	3	0.02	0.2	0.2	0.27	1.7	8.8	0.7	9.5	7	71	0	1	5	12	5	23	10	67	1	99
BW	250-300		4.3	1.0	3	0.02	0.3	0.2	0.32	1.0	5.2	0.8	6.0	13	56	0	1	7	13	4	25	9	66	1	98
BW	300-350		4.3	0.7	4	0.02	1.9	0.3	0.35	0.6	4.2	2.6	6.8	38	19	0	1	5	14	6	26	9	65	1	98
BW	350-400		4.4	0.9	4	0.02	1.7	0.3	0.28	0.5	3.4	2.3	5.7	40	18	0	1	4	14	7	26	10	64	1	98
BW	400-450		4.6	0.6	5	0.02	1.8	0.3	0.20	0.2	2.5	2.3	4.8	48	8	0	1	7	16	5	29	10	61	2	97
BW	450-500		4.7	0.6	5	0.02	0.1	0.1	0.10	0.3	2.8	0.3	3.1	10	50	1	1	8	16	5	31	12	57	1	98
BW	500-550		4.6	0.7	5	0.02	0.1	0.1	0.04	0.1	2.8	0.3	3.1	10	25	1	1	7	18	6	33	21	46	2	96
BW	550-600		4.6	0.7	4	0.02	0.1	0.2	0.04	0.2	2.8	0.4	3.2	13	33	1	2	9	19	4	35	20	45	1	98
BW	600-650		4.2	0.7	4	0.02	0.1	0.1	0.08	0.4	3.4	0.3	3.7	8	57	0	1	7	21	8	37	23	40	1	98
BW	650-700		4.5	0.7	4	0.02	0.1	0.2	0.09	0.3	2.8	0.4	3.2	13	43	0	1	6	19	5	31	23	46	1	98
BW	700-750		4.0	0.7	3	0.02	0.1	0.1	0.25	0.4	3.1	0.5	3.6	14	44	1	1	6	20	6	34	23	43	2	95
BW	750-800		4.3	0.7	4	0.02	0.1	0.1	0.19	0.6	2.8	0.4	3.2	13	60	0	1	6	21	6	34	18	48	1	98
BW	800-850		4.1	0.7	4	0.02	0.1	0.1	0.22	0.6	3.4	0.4	3.8	11	60	0	1	6	22	8	37	17	46	1	98
BW	850-900		4.2	0.7	4	0.02	0.1	0.1	0.27	0.7	3.1	0.5	3.6	14	58	0	2	9	21	3	35	19	46	1	98
BW	900-950		4.0	0.7	3	0.02	0.1	0.1	0.37	0.6	3.1	0.6	3.7	16	50	1	2	7	20	3	33	19	48	1	98
	09.5-10.0		4.1	0.7	5	0.02	0.1	0.1	0.22	0.8	3.4	0.4	3.8	11	67	1	2	7	21	3	34	18	48	1	98
	10.0-10.5		4.2	0.7	6	0.02	0.1	0.1	0.22	0.5	2.8	0.4	3.2	13	56	6	5	8	14	2	35	19	46	1	98
	10.5-11.0		4.7	0.7	7	0.02	0.1	0.1	0.08	0.2	1.8	0.3	2.1	14	40	19	11	8	10	4	52	12	36	1	97
	10.0-11.0		4.1	0.7	2	0.02	0.1	0.1	0.18	3.2	10.9	0.4	11.3	4	89	0	0	0	8	11	19	39	42	1	98
	11.0-11.5		4.7	0.7	7	0.02	1.2	0.3	0.10	0.0	2.2	1.6	3.8	42	0	7	5	7	12	4	35	22	43	1	98
	11.5-12.0		4.5	0.7	9	0.02	1.5	0.2	0.08	0.0	2.2	1.8	4.0	45	0	6	6	5	6	3	26	28	46	1	98
	12.0-12.5		4.7	0.7	14	0.02	0.1	0.1	0.08	0.0	2.0	0.3	2.3	13	0	11	9	5	5	1	31	23	46	1	98
	12.5-13.0		4.5	0.7	8	0.02	0.1	0.1	0.09	0.8	4.7	0.3	5.0	6	73	0	0	1	2	2	5	20	75	1	99
	13.0-14.0		4.0	0.7	1	0.02	0.1	0.1	0.15	4.2	20.5	0.4	20.9	2	91	0	0	1	2	2	5	14	81	11	86

Dados analiticos e cor do solo do Barranco W (LE argiloso).

## **Apêndice 4.**

**Micromorfologia dos perfis das três toposseqüências estudadas.**

Atributo	Horizonte				
	Ap (15-32cm)	Bw (80-90cm)	Bw (116-127cm)	Bw (140-155cm)	Bw/B3(600cm)
Plasma	Vermelho e isóptico	50%, Vermelho e isóptico	Vermelho e isóptico	40%, vermelho e isóptico	Dois fases: a) fase densa (F1) e b) fase microagregada (F2). O plasma é vermelho e c/ tendência masséptica.
Grãos	20%, quartzo arredondado a subarredondado e bem selecionado. Carvão é frequente.	15%, quartzo arredondado e liso c/ fragmentos de carvão e nódulos ferruginosos.	idem Bw (80-90cm)	idem Bw(80-90cm). "Cáries" nas bordas de vários grãos de quartzo sugerem origem de algumas cavidades por dissolução.	Grãos de quartzo arredondados, ondulados e bem selecionados.
Poros	Fissurais com poucas ortocavidades	40%, de empilhamento com algumas ortocavidades e canais.	de empilhamento com canais de origem biológica muito frequentes	50%, de empilhamento com porosidade tubular nitidamente causada por organismos.	F1: 10% (cavidades). F2: 25 a 30% com poros de empilhamento, fissuras e cavidades.
Trans	Porfírica, localmente microagregada	Apórica-granóidica e localmente granóidica.	Granóidica e localmente apórica-granóidica	Grânica-granóidica	F1: porfírica com cavidades. F2: granóidica a apórica-granóidica
Peiões	Microagregação ligeiramente desenvolvida.	Canais de difusão e de stress comuns com raras ferriargilas de iluviação. Alguns agregados poliédricos tem tendência micromodular com pedalidade fraca a moderada. 1 isotúbulo.	Atividade biológica muito evidente: canais e alinhamento dos grãos de quartzo em diferentes partes da lâmina.	Isotubo centimétrico.	F1: halos glebulares estão presentes próximos às cavidades; 1 seção de canal elipsoidal mostra microagregados c/ plasma igual da matriz. F2: há fragmentos da fase densa com fissuras (litorrelíquias?).

Micromorfologia do Perfil 1 da toposseqüência da Fazenda Morro Grande. Classificação do solo: Latossolo Vermelho-Escuro, sílico, A moderado, textura muito argilosa.

Atributo	Horizonte		
	Ap (12-27cm)	BA (54-70cm)	Bw(130-145cm)
Plasma	50%, bruno avermelhado, masséptico com tendência a isóptico.	60%, vermelho, isóptico.	40%, vermelho, isóptico.
Grãos	30%, quartzo arredondados e lisos, moderadamente selecionados. Alguns nódulos pretos areia fina.	10%, com características e composição semelhantes aos do horizonte Ap.	10%, idem com carvão e 1 grão de turmalina.
Poros	20%, mistos, compostos de canais, cavidades, fissuras e poros de empilhamento.	30%, de empilhamento com canais. Cavidades e fissuras nos domínios mais densos.	45%, de empilhamento.
Trama	Porfírica com domínios granóidicos.	Grânica-granóidica com domínios porfíricos fissurados (agregados poliédricos e ovais).	Grânica-granóidica com raros domínios porfíricos.
Feições	Algumas pápulas de material fortemente orientado (argiluviação ?) associadas a paredes de cavidades.	Separações plásmicas (stress) ocorrem na borda de agregados. No interior de agregados poliédricos há uma tendência micro-nodular, dando lugar a uma pedalidade fraca a moderada. Cavidades e canais elipsoidais indicam intensa atividade biológica.	Diversas seções transversais com forma oval e diâmetro de 1 a 2cm com preenchimento variado de microagregados e pequenos grãos de quartzo (atividade biológica intensa).

Micromorfologia do Perfil 3b da toposseqüência da Fazenda Morro Grande. Classificação do solo: Latossolo Vermelho-Escuro, álico, A moderado, textura muito argilosa.



Atributo	Horizonte		
	Transição A/B (30-42cm)	Bt1 (103-110cm).	Bt2 (130-140cm).
<b>Plasma</b>	A: 30%, bruno, esquelético com baixa birrefringência. B: 40%, bruno avermelhado, vomassépico.	60%, vermelho escuro, vomassépico a vomassépico. Em alguns domínios é vermelho-amarelado (segregação de ferro).	60%, vermelho escuro variando para bruno avermelhado claro, vomassépico.
<b>Grãos</b>	A: 50%, quartzo, arredondado, bem selecionado (areia fina) com nódulos pretos comuns c/ brilho metálico (ferruginosos). B: 30%, idem A.	20%, quartzo subarredondado moderadamente selecionado. 1 Grão de mica, 1 turmalina e dois nódulos ferruginosos arredondados.	20%, quartzo subarredondado moderadamente selecionado. 2 grãos de mica e dois nódulos ferruginosos
<b>Poros</b>	A: 20%, cavidades. B: 30%, cavidades e canais.	20%, principalmente cavidades com alguns canais e fissuras.	idem Bt1.
<b>Trama</b>	A: Porfírica densa. B: Porfírica fissurada com cavidades e canais.	Porfírica com cavidades. Em parte da lâmina nota-se uma tendência a granádica.	Porfírica com cavidades e canais.
<b>Feições</b>	A: 1 pedorrelquia vermelha, densa de 0,5cm de diâmetro (nódulo do horizonte B sotoposto). As cores bruno-escuro aumentam na transição de A para B (hidromorfismo). B: Pápulas de argiluviação muito frequentes, com cor vermelho intenso. Cavidades são revestidas por ferrãs. No limite entre as duas fases ocorre uma coalescência cavitária com preenchimento das bordas com fragmentos desprendidos (depleção química+mecânica).	Grande quantidade de ferriargilãs de iluviação; muitos poros mostram-se parcialmente preenchidos pelos ferriargilãs; ocorre um corpo de 2x1cm formado essencialmente por ferriargilãs. Cutãs sem extinção estriada e contínua também são comuns (cutãs de difusão) acompanhando as paredes de cavidades e canais. Revestimentos pretos finos e contínuos (ferrãs) comuns.	Canais são revestidos por ferriargilãs de iluviação. Dois nódulos ferruginosos com esqueleto fino triado, de diâmetro ao redor de 5-7mm (litorrelquia?). Halos gubulares avermelhados comuns na matriz.

Micromorfologia do Perfil 4 da toposseqüência da Fazenda Morro Grande. Classificação do solo: Podzólico Vermelho-Escuro distrófico, Tb, A moderado, textura argila arenosa/muito argilosa.

Atributo	Horizonte		
	Transição E/Bt (30-40cm)	Bt1 (64-75cm)	Bt2 (115-125cm)
Plasma	E: 15X, bruno claro a alaranjado, massépico. Bt: 50X, bruno avermelhado, vomassépico.	50X, bruno avermelhado com zonas amareladas, vomassépico.	50X, vermelho e bruno avermelhado. Vomassépico.
Grãos	E: 50X, quartzo com grau variável de esfericidade e arredondamento, pouco selecionado. Presença de feldspato e mica é comum. Bt: 25X, c/ as mesmas características. Presença de nódulos ferruginosos é comum.	35X, composição e características semelhantes aos encontrados na transição entre E e Bt. 1 grão de zircão e turmalina. Nódulos ferruginosos são comuns.	35X, semelhante ao Bt1. Micas muito comuns (>1%). Presença de feldspatos e turmalinas.
Poros	E: 30X, de empilhamento com cavidades. Bt: 30X, cavidades e canais.	15X, cavidades e canais.	15X, cavidades e canais.
Trama	E: gástrica com pequenos domínios porfíricos que tem plasma amarelado vomassépico. Bt: porfírica.	Porfírica com cavidades e canais.	Porfírica.
Feições	E: Concentrações plásmicas com ferriargilãs e fundo matricial em degradação, de cor amarelada esparsas (Pedoreliquia do Bt). Bt: grande quantidade de ferriargilãs complexos e microestratificados revestindo canais e cavidades. Pápulas e poros bloqueados por cutãs são muito frequentes. São comuns ferrãs e a descoloração do plasma, assim como a forte zanação ocorrida nos ferriargilãs. Cutãs de difusão também se fazem presentes nas paredes dos agregados.	Pápulas comuns. As cavidades e as paredes dos agregados poliédricos (canais) estão revestidas em sua maioria por ferriargilãs zonados e microestratificados de argiluviação. Há zonas de concentrações plásmicas sem o padrão de extinção estriada e contínua característico da argiluviação. Ferrãs ocorrem associados a ferriargilãs nas paredes de alguns poros. Grande quantidade de nódulos ferruginosos incorporados ao fundo matricial (pedo ou litorrelquia?).	Ferriargilãs semelhantes aos do Bt1 e outros complexos são comuns revestindo e preenchendo cavidades e canais. 1 nódulo preto ferruginoso de 2mm c/ esqueleto semelhante ao do fundo matricial, contendo inclusive mica. Pseudomorfos de micas são comuns. Cavidades elipsoidais de 2 a 4mm de diâmetro maior são comuns.

Micromorfologia do Perfil 5 da toposseqüência da Fazenda Morro Grande. Classificação do solo: Podzólico Vermelho Escuro entrófico, Tb, A moderado, textura argila arenosa/argila.

Atributo	Horizonte			
	Transição A/E- (22-29cm)	BE (29-42cm)	Bt1 (50-60cm)	Bt2g (75-90cm)
Plasma	20%, Bruno, localmente masséptico.	40%, Bruno alaranjado, vomaesqueléptico.	50%, Bruno alaranjado a Bruno avermelhado com zonas amarelo-esverdeadas (parte das paredes dos agregados). Vomaesqueléptico.	45%, com variegado de cores com matriz vermelho-escuro com zonas amareladas junto as paredes dos agregados, existindo nesses locais uma graduação completa do vermelho escuro até o cinza esverdeado (gleização). Vomasséptico a vomaesqueléptico.
Grãos	60%, quartzo mal selecionado (de areia muito fina a média). Grau de arredondamento variável. Presença de micas. Módulos pretos comuns.	30%, semelhante a A/E. Quando o quartzo é areia fina, seu grau de arredondamento e esfericidade é mais elevado. Mica é comum. 1 grão de feldspato.	20%, quartzo semelhante aos horizontes sobrejacentes. 2 grãos de mica.	35%, quartzo subarredondado com grau variável de esfericidade. Predomínio de areia muito fina. Mica é muito comum em toda a lâmina (2%). Presença de 5 grãos de feldspatos.
Poros	20%, cavidades + empilhamento.	20%, cavidades, interagregados e fiss.	10%, interagregados. 1 cavidade elipsoidal(10mm)	20%, poros interagregados e ortocavidades.
Trama	Porfírica + geofírica.	Porfírica fissurada.	Porfírica fissurada.	Porfírica fissurada.
Feições	Segregações de ferro (ferrãs) formando recobrimentos horizontais e contínuos.	Pápulas e ferriargilãs de iluviação comuns. Ferrãs, hematãs e cutãs de difusão aparecem associados nas paredes dos agregados.	Ferrãs, cutãs de difusão, argilãs (amarelos) e ferriargilãs (vermelhos e pretos) de iluviação são comuns nas paredes dos agregados. A cavidade elipsoidal de origem biológica está muito preservada e tem um revestimento contínuo, portanto muito recente, de ferrãs.	Abundância de cutãs de natureza diversa (iluviação e difusão principalmente). Muitas pápulas de ferriargilãs zoados incorporados. Os diferentes tipos de cutãs aparecem mesclados nas paredes dos agregados. Halos, glébulas e cutãs mostram nitidamente o processo de mobilização de Fe. Pseudomorfo de mica.

Micromorfologia do Perfil 6 da toposseqüência da Fazenda Morro Grande. Classificação do solo: Podzólico Vermelho-Amarelo epidistrófico endoentrófico, Tm, A moderado, abrupto, textura franco argilo arenosa/muito argilosa.

Atributo	Horizonte			
	Ap (12-29cm)	E c/lamelas (80-95cm); IL:interlamela L:lamela	BE (210-220cm) subamostra a	BE (210-220cm) subamostra b
Plasma	5X, bruno amarelado, isóptico.	IL: semelhante ao Ap. L: 35X, bruno avermelhado, 90% cutânico fortemente orientado.	20X, plasma bruno amarelado sem separações plâsmicas, localmente esquelmaséptico.	20X, bruno vermelho-amarelado, voesqueléptico.
Grãos	60X, quartzo arredondado e ond., nel selecionado (areia muito fina a grossa)	IL: semelhante ao Ap. L: 50X, semelhante ao Ap.	50X, quartzo c/ granulometria e morfoscopia semelhante ao Ap e E.	50X, idem anterior.
Poros	35X, de empilhamento com algumas cavidades.	IL: semelhante ao Ap. L: 15X, cavidades e poros irregulares.	30X, de empilhamento e espaços interagregados, c/ frequentes galerias biológicas.	idem anterior, com pequenas cavidades. X poros é menor onde há ferriargilãs.
Trama	Gefúrica.	IL: Quitônica, localmente gefúrica. L: Porfírica.	Gefúrica localmente quitônica ou porfírica.	Trama complexa com domínios gefúricos e alguns porfíricos.
Feições	Alguns nódulos pretos <2mm e carvão esparsos na matriz.	IL: não há cutãs. L: Ferriargilãs compostos e simples e ferrãs (comuns) preenchendo os poros da trama gefúrica até transforma-la em porfírica. A transição inferior é mais gradual do que a transição superior, que é abrupta.	Poucos ferriargilãs.	Ferriargilãs de iluviação revestem cavidades. 2 canais preenchidos por grãos e plasma (granotúbulos).

Micromorfologia do perfil 1 da topossequência do També: Podzólico Vermelho-Amarelo, Tb, álico, A moderado, textura arenosa/média. (No horizonte BE foram descritas duas subamostras a e b, sendo a subamostra b mais densa que a).

Atributo	Horizonte			
	Ap/E (28-36cm)	E c/lamelas (52-57cm)	2Bt (150-160cm)	CR (185-195cm)
Plasma	5X, castanho escuro, isóptico.	5X, bruno amarelado a amarelo em alguns locais, esquelvossépico.	20X, bruno, vo-esquelvópico	Predomínio de estrutura de rocha.
Grãos	70X, quartzo arredondado e liso, moderadamente selecionado. 1 zircão.	70X, semelhante ao Ap. 2 grãos de feldspatos bastante corroídos (areia muito fina).	50X, quartzo semelhante ao do Ap e do E. 7 grãos de feldspatos (orto e plagioclásios) c/ tamanhos diferentes (areia média a fina), alguns muito íntegros.	2 litofácies: arenito muito fino, muito selecionado e arenito fino (areia média a fina). Quartzo c/ alguns feldspatos e turmalina. Siltito aparece com menor expressão.
Poros	25X, de empilhamento.	25X, de empilhamento com pequenas cavidades nas zonas porfíricas.	30X, cavidades, canais e galerias biológicas.	
Trama	Gefúrica e localmente mônica.	Gefúrica na matriz e porfírica nas lamelas.	Complexa c/ tendência porfírica local porón com domínio da trama gefúrica.	
Feições	1 Granotúbulo. Plasma é composto por matéria orgânica e argila com leve orientação	A maior parte do plasma é cutânico de argiluição. Onde os ferriargilãs se concentram a trama passa a porfírica formando as lamelas. Como no perfil anterior, a transição lamela/interlamela é abrupta na parte superior e gradual na parte inferior da lamela. Remanescentes de ferriargilãs já descoloridos comuns na parte superior à lamela. Ferrãs e halos comuns.	Ferriargilãs de iluição revestem algumas cavidades e canais. Nas galerias biológicas há sempre desmoronamentos de paredes (grau fraco de agregação).	O arenito grosso está mais alterado e nele há mais feições pedogenéticas: poros, metacavidades, concentrações plásmicas e segregação de ferro (hidromorfismo).

Micromorfologia do perfil 2 da toposseqüência do També: Podzólico Vermelho-Amarelo, Tb, eutrófico, A moderado, textura arenosa/média ("arenic").

Atributo	Horizonte		
	Ap (10-15cm)	AB (25-37cm)	Bi (44-52cm)
Plasma	10%, bruno acinzentado, silassépico.	10%, idem Ap.	15%, bruno acinzentado e bruno avermelhado, silassépico.
Grãos	60%, quartzo muito mal selecionado. 3 feldspatos, 1 turmalina e vários nódulos pretos ferruginosos.	idem Ap. 1 grão de quartzo de 4mm de diâmetro.	idem aos anteriores. No siltito (litorrelíquias) há ocorrência comum de micas (areia muito fina).
Poros	30%, canais e cavidades irregulares e de empilhamento.	20%, com mais cavidades irregulares, ortocavidades e canais no contato com cascalho (litorrelíquias).	idem AB
Trama	Porfírica com tendência mênica onde não há plasma.	Porfírica com plasma silassépico.	idem AB
Feições	Litorrelíquias de siltito. 1 agrotúbulo.	Ferriargilas zonadas típicos de argiluviação no contato entre as litorrelíquias centimétricas (siltito) e a matriz. Concentração de plasma avermelhado sobre e ao lado dos fragmentos de siltito, sugerem herança por alteração deste.	Idem AB, com mais ferriargilas formando revestimentos contínuos somente nas cavidades e poros que há no contato dos fragmentos de siltito e do solo. Cutãs de alteração e posterior difusão também estão presentes nesses locais.

Micromorfologia do perfil 3 da topossequência do També: Solo Litólico (Cambissolo ?) substrato siltitos da Formação Itararé, Tb, entrófico, A moderado, textura média.

Atributo	Horizonte			
	Transição A/B (10-25cm)	Bt1 (42-50cm)	Bt2 (60-70cm)	Bt3 (110-120cm)
Plasma	A:15% bruno escuro isóti- co. B:25% bruno avermelhado maesqueléptico	40%, bruno amarelado c/ manchas bruno avermelhado- escuro. vomaesqueléptico.	Idem 42-50cm.	35%, bruno avermelhado- escuro, vomaes- queléptico.
Grãos	70% no A e 60% no B; compo- sição é semelhante: quartzo bem selecionado com alguns feldspatos, pesados não opacos e 2 micas. Silte co- mun.	40%, quartzo com grau mode- rado de selecionamento, c/ muitos grãos de mica (>2%). Areia muito fina e silte diminuem em relação ao Ap. Feldspatos <1%.	Idem 42-50cm.	50%, quartzo com grau moderado a baixo de se- lecionamento (areia mé- dia a muito fina). Pre- sença de feldspatos e nódulos pretos de lim comuns.
Poros	15%, fissuras e cavidades com alguns pequenos canais no B. 10% no Ap (horizonte compactado), cavidades bio- lógicas e outras de apare- nte depleção de material.	20%, cavidades circulares, ovais e elipsoidais muito comuns (bioturbação).	idem 42-50cm, c/ menos cavi- dades de ori- gem biológica.	15%, cavidades e canais interagregados c/ cavi- dades biológicas, porém menos do que a 40cm.
Trama	Porfírica.	Porfírica.	idem 42-50cm.	Porfírica densa c/agre- gados poliédricos.
Feições	1 pápula de ferriargilã fortemente orientado na matriz do Ap (paleoargilu- viação?). Manchas e halos indicam hidromorfismo tem- porário na transição abrupta entre A e B.	Ferriargilãs de iluviação atuais e outros de difusão recobrem parte das paredes das cavidades. Variação de cor do plasma sugere hidro- morfismo temporário. Gran- de quantidade de pseudomor- fos de micas (foto). Cavi- dades biológicas possuem no seu interior pequenos agre- gados granulares dispersos.	Pápulas de ar- giluviação co- muns. Zonas de concentração de ferro, de ferriargilãs de iluviação e de difusão comuns nas paredes dos poros maiores.	Grande quantidade de ferriargilãs de argilu- viação preenchendo ca- vidades e revestindo pa- redes de agregados. Mui- tas pápulas. Ocorre re- dução drástica de micas e pseudomorfos. Va- riações na coloração do plasma sugerem hidromor- fismo temporário tênue.

Micromorfologia do perfil 4 da toposseqüência do També: Podzólico Vermelho-Amarelo, Tb, álico, A moderado, média/argilosa.

Atributo	Horizonte			
	Ap (15-20cm)	Bt1 (40-50cm)	2Btg (80-90cm)	2Btg2 (125-140cm)
Plasma	40%, com cor bruno avermelhado, amarelado e cinza escuro. Argilassépico a maesquelssépico.	40%, bruno avermelhado com muitas manchas bruno-escuras, vo-maesquelssépico.	40%, bruno avermelhado e bruno-amarelado, c/ manchas vermelho intenso, voes-quelmassépico.	30%, bruno amarelado c/ manchas. voesquelmassépico.
Grãos	45%, quartzo moderadamente selecionado. Nica comum.	40%, quartzo moderadamente selecionado, c/ esfericidade e arredondamento altos. Há micas e feldspatos.	30%, quartzo pouco esférico e arredondado porém bem selecionado (areia fina). 4 feldspatos e 2 micas.	30%, idem 2Btg.
Poros	15%, orto e meta cavidades, canais e fissuras.	20%, orto e meta-cavidades e poros interagregados.	30%, galerias, canais e cavidades, sendo a maior parte de origem biológica.	40%, grandes galerias (diâmetro de 3 a 8mm); cavidades elipsoidais e outras irregulares de menor porte são comuns.
Trama	Porfírica.	Porfírica.	Porfírica.	Porfírica c/ biogalerias
Feições	Revestimentos pretos em posição hipo, sub e cutânica em fissuras e outros poros. 2 pápulas de argiluviação fortemente incorporadas à matriz. Nódulos pretos <2mm comuns.	Cavidades e poros entreagregados mostram grande quantidade de ferriargilãs fortemente zonados, ferrãs e mangãs(?). Em alguns campos os ferriargilãs de argiluviação formam 20%. Pá-pulas comuns.	Redução drástica dos ferriargilãs de iluviação (no máximo 2% da lâmina). Algumas cavidades são revestidas por cutãs de difusão. Pá-pulas e cavidades preenchidas por ferriargilãs são comuns. Os canais (c/seção de 2 a 3mm) e cavidades biológicas (8mm de diâmetro), indicam forte atividade da mesofauna do solo.	Ferriargilãs e argilãs de iluviação, revestindo e preenchendo as cavidades e canais de menor porte (<3mm), chegando a 2-3% da lâmina. Outros ferriargilãs c/ distribuição paralela à superfície das grandes galerias, estratificados e com forte aderência, porém com padrão de extinção ondulado e não contínuo (foto). Rematãs de difusão (neocutã) e halos circundam boa parte dos poros menores, chegando a formar nódulos. Muitas pápulas de argiluviação.

Micromorfologia do perfil 5 da toposseqüência do també: Podzólico Vermelho-Amarelo, Tb, sílico, A moderado, média/argilosa fase moderadamente drenado.



Atributo	Horizonte	
	Bi (65-73cm)	Bi (102-110cm)
Plasma	25%, branco amarelado claro, omni-sépico.	40% nos domínios porfíricos e 30% nos granóidicos, branco amarelado com estrutura omni-sépica.
Grãos	45%, quartzo muito selecionado (areia fina) com presença significativa de mica (2%), com alguns grãos de feldspatos e 2 turmalinas.	30%, idem 65-73cm. O grau de esfericidade é bastante elevado.
Poros	35%, galerias e metacavidades e poros de empilhamento.	30%, cavidades elipsoidais e outras irregulares juntamente com poros de empilhamento.
Trama	Porfírica com alguns domínios granóidicos.	complexa, porfírica e granóidica.
Feições	Os agregados granulares menores que 2mm tem forma esférica ou irregular, incluindo grãos de areia muito fina no seu interior (triagem). Alguns nódulos e halos glebulares.	Halos e nódulos ferruginosos comuns em toda a lâmina. Agregados menores que 2mm tem formato irregular, arredondado ou esférico.

Micromorfologia do perfil 6 da topossequência do També: Cambissolo Alíco, Tb, A moderado, textura argílica, substrato sedimentos aluviais.

Atributo	Horizonte		
	AB(20-27cm)	Bv1 (70-79cm)	Bv2 (130-137cm)
Plasma	60%, vermelho-escuro, isóptico.	45%, vermelho-escuro, isóptico.	30%, vermelho-escuro e isóptico.
Grãos	15%, quartzo arredondado com grau moderado de seleção. 2 nódulos pretos e 1 turmalina.	idem.	10%, idem com nódulos pretos comuns.
Poros	25%, com alguns canais, fissuras, cavidades e espaços entre pequenos agregados.	40%, metacavidades, galerias canais e principalmente poros de empilhamento.	60%, de empilhamento e grande quantidade de poros de origem biológica (cavidades elipsoidais e canais)
Trans	Porfírica com alguns domínios granóidicos.	Grânica-granóidica.	Grânica, com domínios grânico-granóidicos.
Feições	1 granotubo. Alguns agregados milimétricos estão agrupados sugerindo coalescência p/ formação de um maior.	Agregados granulares com tamanho e forma variável.	Agregados granulares com tamanho (0.5 a 2mm) e forma variáveis (esféricos, ovais e irregulares).

Micromorfologia do perfil 1 da toposseqüência do Lobo. Classificação do solo: Latossolo Vermelho-Escuro Álico, A moderado textura argilosa.

Atributo	Horizonte		
	Ap/B(20-30cm)	Bw1(84-92cm)	Bw2(120-128cm)
Plasma	40%, Bruno avermelhado, isóptico.	40%, vermelho e isóptico.	50%, vermelho e isóptico.
Grãos	40%, quartzo c/tamanho variável mas com domínio de areia fina (pouco selecionado) c/ grau de arredondamento elevado e esfericidade muito variável.	30%, idem.	35%, idem. Além do quartzo, turmalina e zircão aparecem no perfil. Módulos pretos (areia fina) são comuns.
Poros	20%, ortocavidades e canais c/ poucos poros de empilhamento.	30%, ortocavidades e poros de empilhamento constituem a maior parte da porosidade. Numerosas cavidades elipsoidais e também circulares.	30% nos domínios porfíricos e 50% nos granóidicos. Porosidade de empilhamento maior que no horizonte acima, sendo complementada por ortocavidades e canais.
Trama	Porfírica c/ tendência tênue para granóidica localmente.	Porfírica com forte tendência granóidica e com domínios granóidicos típicos.	Granóidica c/ tendência porfírica e localmente grânica.
Feições	Metacavidades elipsoidais e galerias biológicas comuns. Alguns módulos pretos e carvão.	Carvão e módulos pretos comuns.	

Micromorfologia do perfil 2 da toposseqüência do Lobo. Classificação do solo: Podzólico Vermelho-Escuro Latossólico, álico, Tb, textura média/argilosa.

Atributo	Horizonte		
	Transição A/B (35-47cm) (horizonte A)	Transição A/B (35-47cm) (topo do horizonte B)	Bt (110-118cm)
Plasma	10X, castanho escuro, isóptico.	35X, bruno avermelhado claro, mesquelséptica com tendência isóptica.	35X, bruno avermelhado, voesquelséptico.
Grãos	60X, quartzo mal selecionado (areia muito grossa a fina), com elevado grau de arredondamento e esfericidade variável.	50X, idem. Duas estarolitas.	45X, idem Ap. zircão, rutilo e turmalina estão presentes.
Poros	30X, empilhamento com algumas ortocavidades.	10X, cavidades.	20X, ortocavidades e pequenas galerias.
Trama	Geférica.	Porfírica.	Porfírica, localmente geférica.
Feições		Baixa pedalidade. Há variações na cor do plasma de bruno acinzentado, bruno avermelhado e bruno vermelho-amarelado. Várias pápulas de ferriargilãs de iluviação obstruindo a porosidade (Foto).	Ferriargilãs zonados preenchendo total ou parcialmente parte da porosidade (foto). Módulos pretos muito comuns na lâmina.

Micromorfologia do perfil 3 da toposseqüência do Lobo. Classificação do solo: Podzólico Vermelho-Amarelo, álico, Tb, A moderado, textura média.

Atributo	Horizonte				
	Transição A/Bt- (22-34cm) - Ap	Transição A/Bt- (22-34cm) - Bt	Bt2 (64-72cm)	Bw1(110-118cm)	Bw2(140-148cm)
Plasma	30%, bruno-avermelhado.	40%, vermelho, isóptico a localmente esquelvo-massépico.	40%, vermelho-escuro, isóptico localmente vossépico.	30%, vermelho escuro, isóptico.	30%, vermelho escuro, isóptico a andálico.
Grãos	40%, grau moderado de seleção, arredondados e esfericidade variável. Turmalina e zircão.	40%, idem Ap.	35%, idem anteriores, sem areia grossa.	30%, quartzo c/ elevado arredondamento e esfericidade variável, e > seleção	30%, idem Bw1. 1 feldspato envolto por argila (microclina).
Poros	30%, ortocavidades e poros de empilhamento.	30%, ortocavidades e canais.	25%, ortocavidades, canais e importante porosidade de empilhamento.	30%, empilhamento; galerias e metacavidades biológicas comuns.	40%, idem Bw1 com maior volume de poros.
Trama	Porfírica c/ tendência a geofírica.	Porfírica.	Porfírica c/ tendência granódica.	Granódica c/ tendência porfírica.	Granódica c/ pequenos domínios grânicos e outros porfíricos.
Peiões		1 granotubo c/ plasma e grãos do Ap. 1 pápula de argiluição c/ ferriargilãs zonados. Ferriargilãs recobrem parede de agregados (<1%).	Ferriargilãs vermelho vivo, zonados ou não, muito frequentes em paredes de canais e cavidades (Foto), sendo de difusão e de argiluição. A trama passa logo abaixo (80-88cm) para porfírica localmente granódica.	Não há cutãs. Módulos pretos de tamanho areia fina comuns por todo o perfil.	Poros de origem biológica abundantes. Não há cutãs.

Micromorfologia do perfil 4 da toposseqüência do Lobo. Classificação do solo: Podzólico Vermelho Escuro Latossólico, álico, Tb, A moderado, textura média/argilosa.

Atributo	Horizonte			
	Transição A/B (16-26cm) horizonte Ap.	Transição A/B (16-26cm) topo do Bt.	Bt (52-60cm)	Bv (95-103cm)
Plasma	20%, bruno avermelhado, isóptico c/ leve anisotropia.	35%, vermelho-escuro, esquelvomas-néptico tênue.	30%, bruno avermelhado (castanho), c/ tendência geral isóptica c/ domínios vanaesquelápticos.	30%, bruno avermelhado, isóptico com tênue anisotropia.
Grãos	50%, quartzo c/ grau moderado de seleção, arredondados e esfericidade variável. Nódulos pretos de tamanho areia fina comuns.	idem.	30%, grãos de quartzo aparentam ser mais arredondados, esféricos e selecionados do que nas camadas acima. Nódulos pretos comuns de cor cinza e brilho metálico sob luz refletida.	30%, quartzo c/ grau moderado de seleção, bem esféricos e arredondados.
Poros	30%, ortocavidades e alguns poros de empilhamento.	10 a 20%, ortocavidades, canais e poros de raízes.	30%, ortocavidades, canais e metacavidades de origem biológica juntamente com poros de empilhamento dos domínios granódicos.	40%, de empilhamento e outros de origem biológica (galerias).
Trama	porfírica localmente gefárica.	Porfírica densa.	Porfírica.	Granódica, localmente porfírica.
Feições		Algumas pápulas (argiluviação). Orientação dos grãos devido ao manejo do solo é evidente.	Ferriargilas de cor vermelha, enquanto a matriz é bruno avermelhada, associados à porosidade cavitária, sendo parte de difusão e parte de iluviação. Nos domínios granódicos o plasma dos agregados mostra-se manchado, variando de bruno avermelhado para bruno amarelado e pequenas manchas vermelhas. 1 pedotúbulo c/ material microagregado.	Não há ferriargilas. Ocorre grande contraste com o Bt. A cor do plasma é uniforme, sem ocorrência de manchas. Nódulos pretos comuns.

Micromorfologia do perfil 5 da toposseqüência do Lobo. Classificação do solo: Podzólico Vermelho Escuro Latossólico, álico, Tb, A moderado, textura média/argilosa.

Atributo	Horizonte		
	BA (37-42cm)	Bi1 (77-82cm)	Bi2 (135-146cm)
Plasma	15%, castanho a bruno avermelhado, com estrutura esquelmassépica.	5-10%, bruno amarelado, argilassépico.	15%, idem anterior.
Grãos	60%, grãos pouco selecionados c/ grau de esfericidade e arredondamento muito variado. Quartzo predomina c/ ocorrência de turmalina, zircão e rutilo e feldspatos com diferentes tipos de geminação. Também ocorrem opacos c/ brilho metálico e cor cinza escuro (5% da lâmina).	50%, grãos c/ baixo grau de seleção e c/ variado grau de esfericidade e arredondamento. Predomínio de quartzo c/ feldspatos comuns (>3%), e micas frequentes (1%). Minerais metálicos e nódulos ferruginosos comuns.	50%, idem anterior com maior ocorrência de feldspatos.
Poros	25%, de empilhamento e algumas cavidades e poros de origem biológica estão presentes.	40%, de empilhamento de grãos e outros poros de origem biológica (pedotubos).	30%, de empilhamento com poros de origem biológica comuns (cavidades e canais).
Trama	Gefúrica, localmente porfírica ou chitônica.	Chitônica a gefúrica.	Gefúrica com poucos domínios chitônicos e porfíricos.
Feições	Preenchimentos biológicos comuns (dois granotúbulos na lâmina de 1 a 2mm de diâmetro). Alguns feldspatos aparecem bastante corroídos e alterados com preenchimento de plasma (alteroplasmação?). 1 cavidade revestida por hematita.	Não há estratificação.	Cutãs de difusão recobrem algumas paredes dos poros maiores. Há concentrações localizadas de ferriargilas de iluviação. Ferrãs ou mangás também ocorrem.

Micromorfologia do perfil 6 da toposequência do Lobo. Classificação do solo: Cambissolo álico, Tb, A moderado, textura média, substrato sedimentos aluviais.

## Apêndice 5.

Difratogramas de raios X de amostras escolhidas dos perfis estudados nas três toposequências.

Abreviações:

Mi: Mica (ilita).

K: Caulinita.

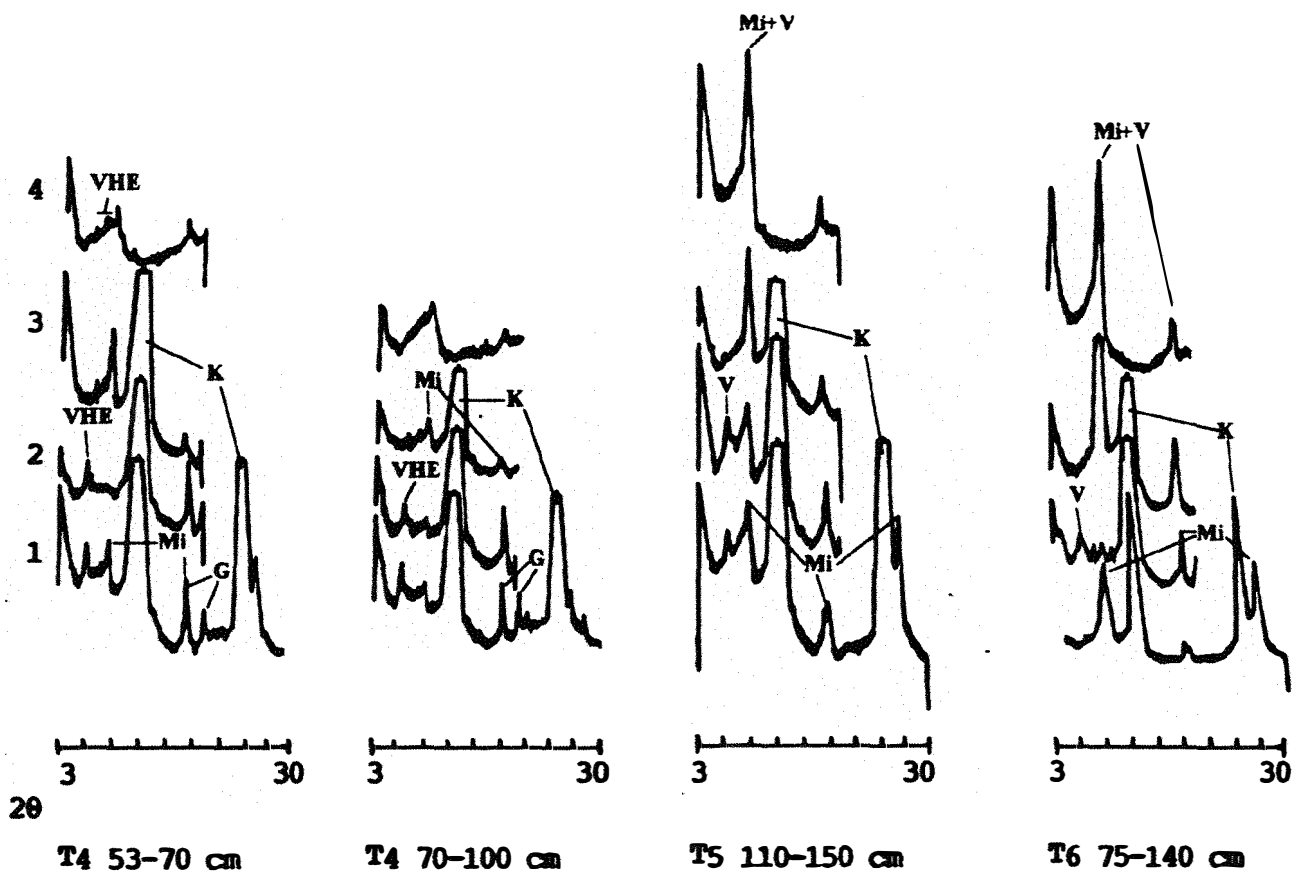
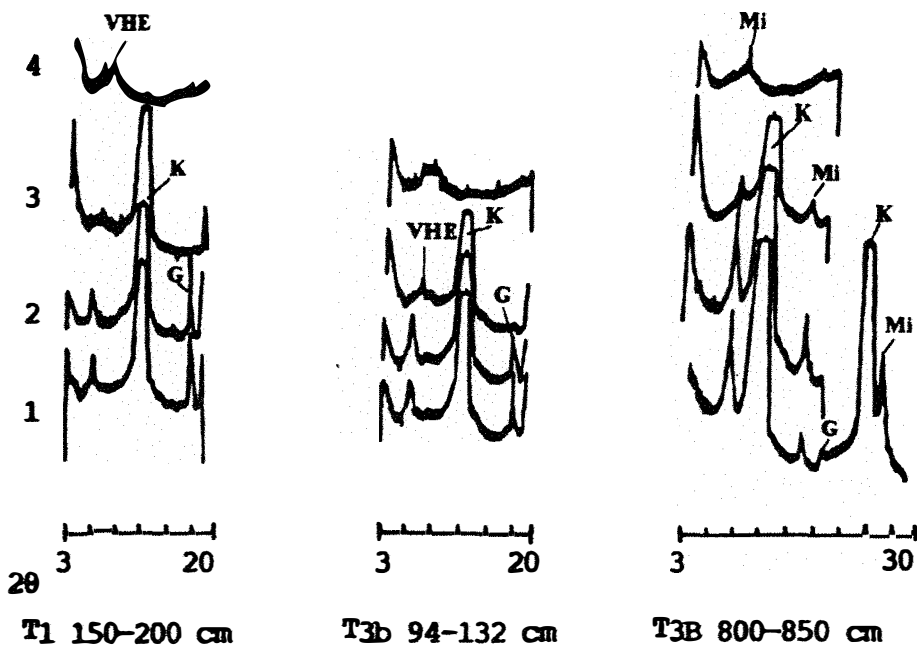
G: Gibbsita.

VHE: Vermiculita com hidróxi entre camadas.

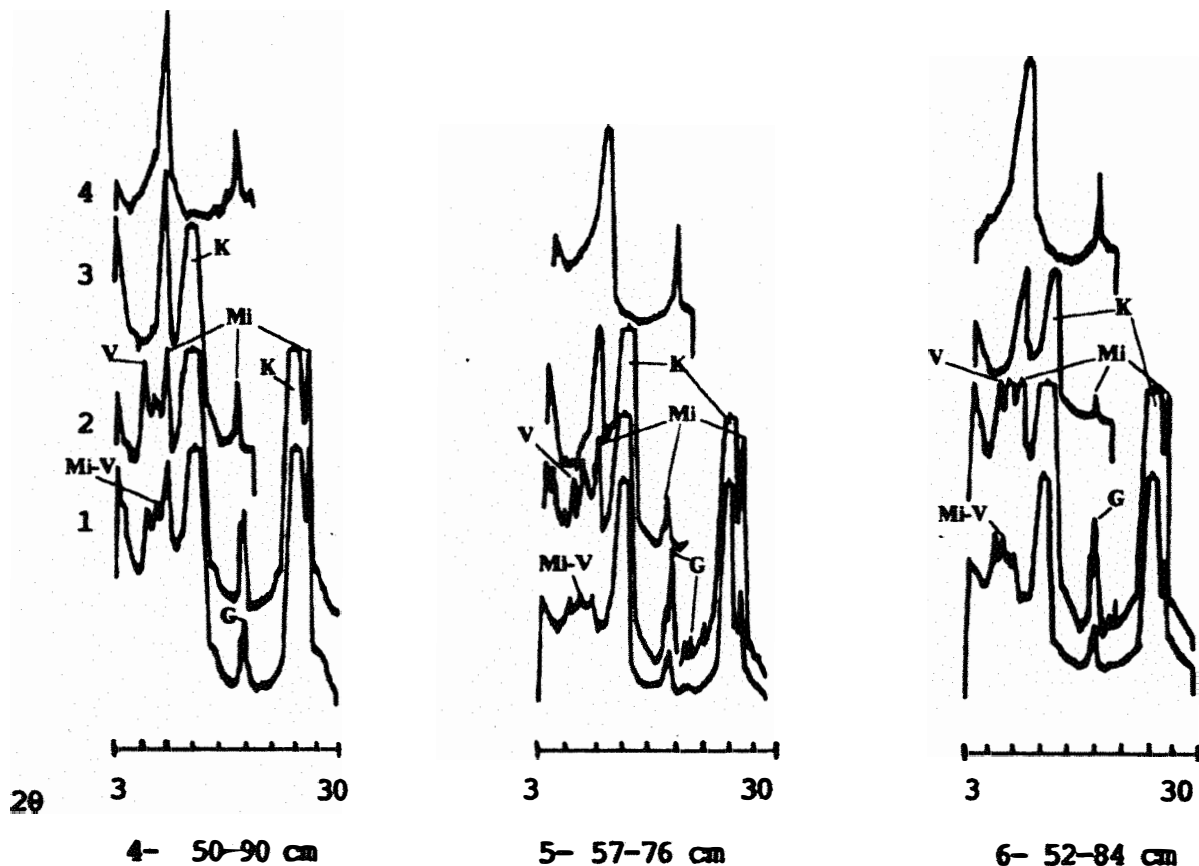
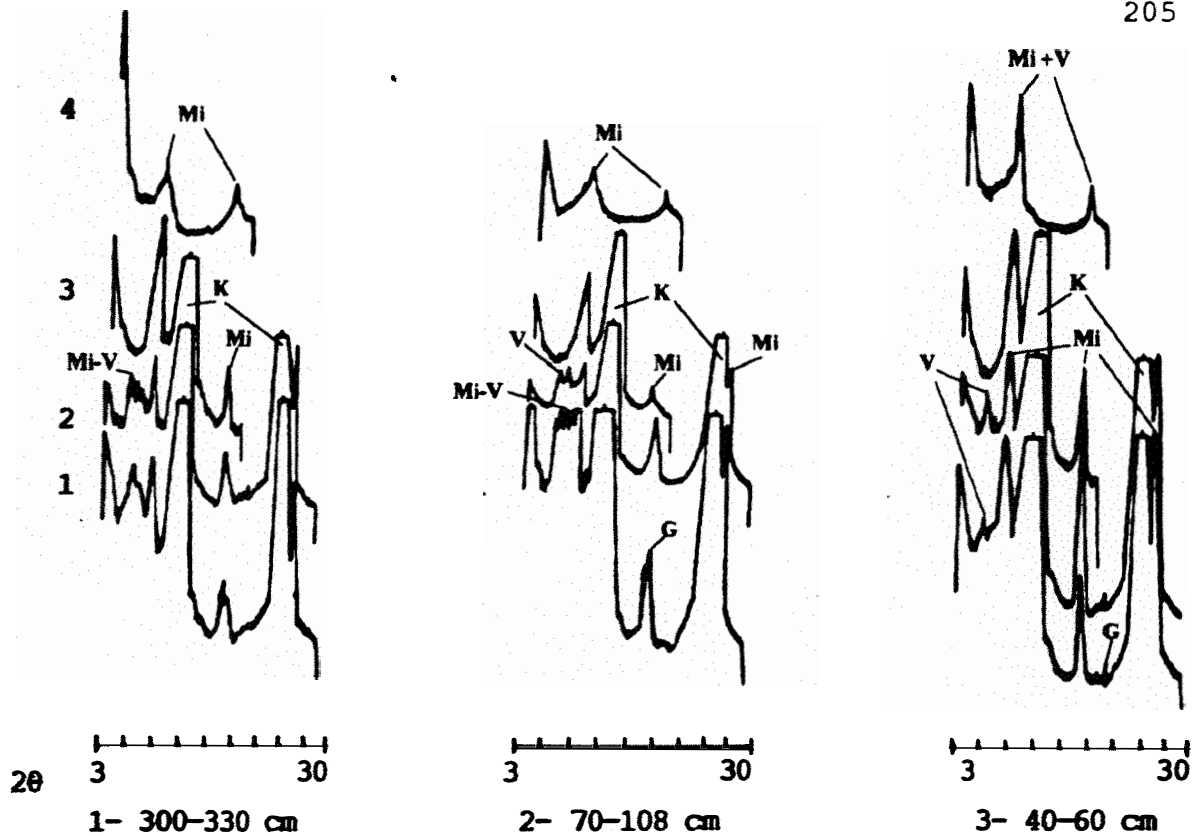
V: Vermiculita.

V-Mi: Interestratificado vermiculita-mica.

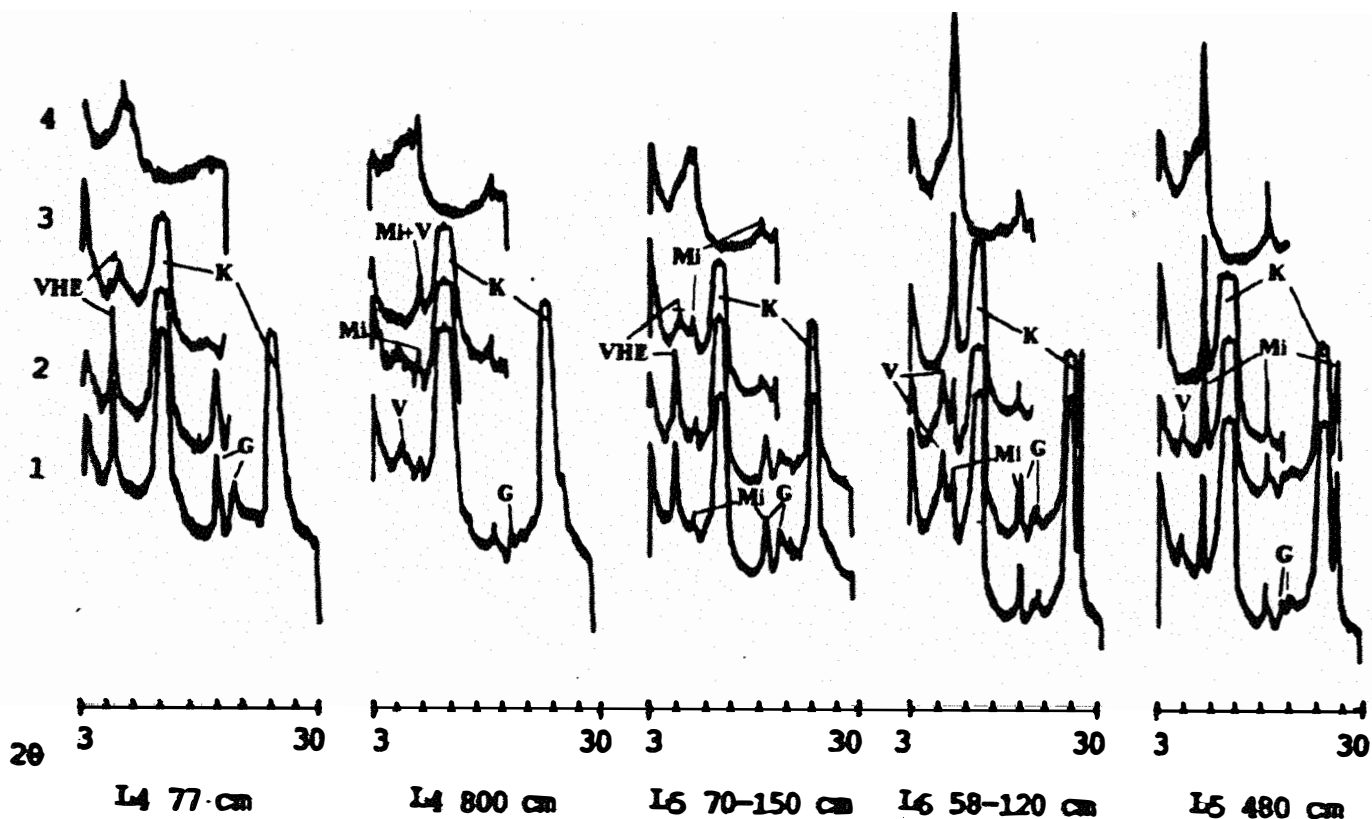
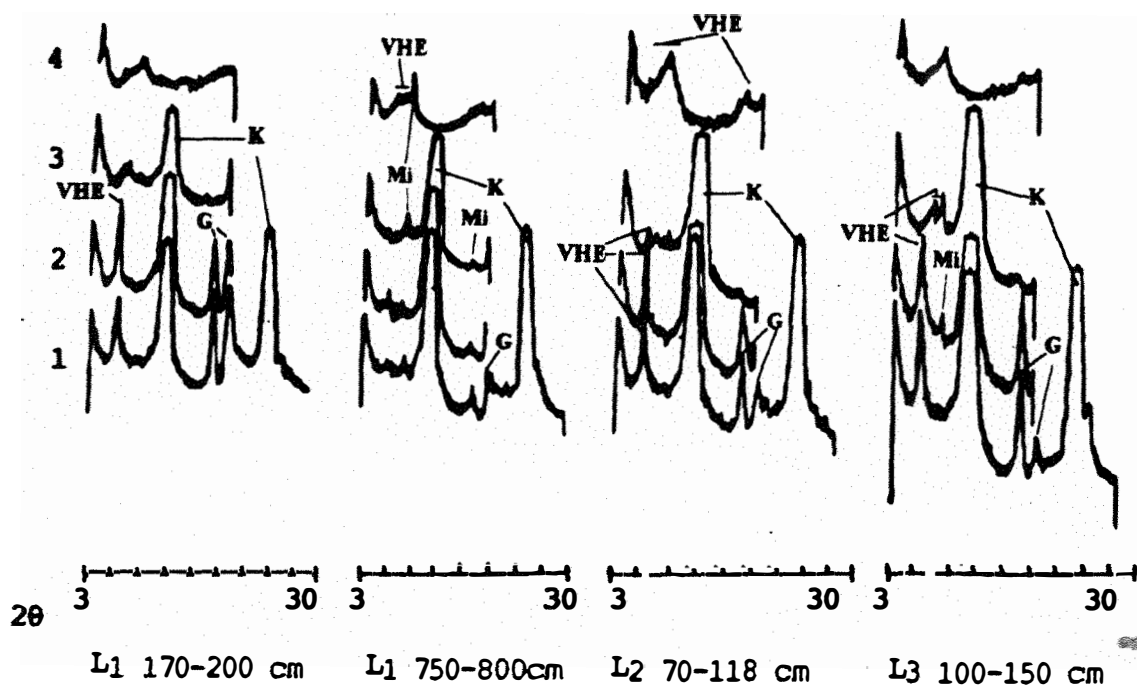




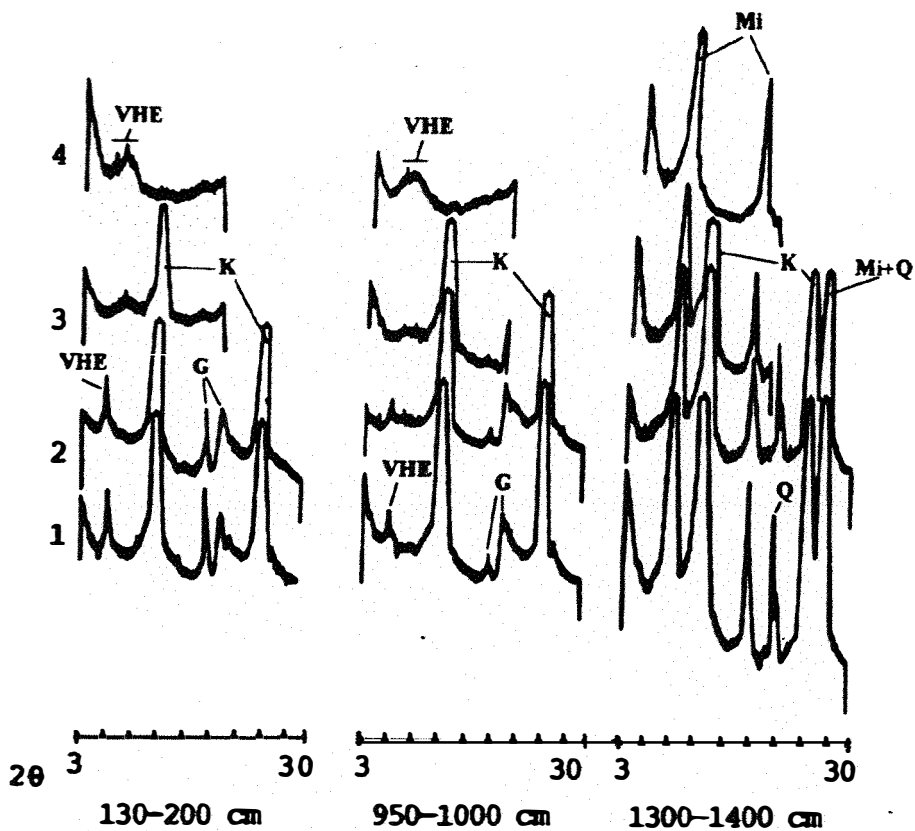
Difractogramas da fração argila de amostras de perfis da toposseqüência da fazenda Morro Grande. Tratamentos: 1-  $K^+$  25°C; 2-  $Mg^{++}$  25°C, glicolada; 3-  $K^+$  350°C; 4-  $K^+$  550°C.



Difratogramas da fração argila de amostras de perfis da toposseqüência da fazenda Também. Tratamentos: 1-  $K^+$  25°C; 2-  $Mg^{++}$  25°C, glicolada; 3-  $K^+$  350°C; 4-  $K^+$  550°C.



Difratogramas da fração argila de amostras de perfis da topossequência da fazenda do Lobo. Tratamentos: 1-  $K^+$  25°C; 2-  $Mg^{++}$  25°C, glicolada; 3-  $K^+$  350°C; 4-  $K^+$  550°C.



Difratogramas da fração argila de amostras do barranco W (lado oeste da área (latossolo vermelho escuro argiloso) Tratamentos: 1-  $\text{K}^+$  25°C; 2-  $\text{Mg}^{++}$  25°C, glicolada; 3-  $\text{K}^+$  350°C; 4-  $\text{K}^+$  550°C.

## **Apêndice 6.**

**Cálculos dos testes de comparação de médias (Tukey, 95%), de atributos do solo.**

Table of means for G11.Si\_Ar by G11.Superf\_

Level	Count	Average	Std. Error (internal)	Std. Error (pooled s)	95 Percent Tukey HSD intervals for mean	
1	20	.2692219	.0110494	.1186922	.0490649	.4893789
2	9	.8873640	.1639252	.1769358	.5591733	1.2155547
4	44	1.4164411	.0891674	.0800222	1.2680113	1.5648709
5	12	1.9622513	.2095846	.1532309	1.6780298	2.2464728
Total	85	1.1675428	.0575742	.0575742	1.0607510	1.2743346

## One-Way Analysis of Variance

Data: G11.Si\_Ar

Level codes: G11.Superf\_

Labels:

Range test: Tukey

Confidence level: 95

## Analysis of variance

Source of variation	Sum of Squares	d.f.	Mean square	F-ratio	Sig. level
Between groups	27.150666	3	9.0502221	32.121	.0000
Within groups	22.822284	81	.2817566		
Total (corrected)	49.972951	84			

0 missing value(s) have been excluded.

## Multiple range analysis for G11.Si\_Ar by G11.Superf\_

Method: 95 Percent Tukey HSD Intervals

Level	Count	Average	Homogeneous Groups
1	20	.2692219	*
2	9	.8873640	*
4	44	1.4164411	*
5	12	1.9622513	*

## One-Way Analysis of Variance

Data: Q11.NA

Level codes: Q11.Superf\_

Labels:

Range test: Tukey

Confidence level: 95

## Analysis of variance

Source of variation	Sum of Squares	d.f.	Mean square	F-ratio	Sig. level
Between groups	.1636563	3	.0545521	14.454	.0000
Within groups	.3057037	81	.0037741		
Total (corrected)	.4693600	84			

0 missing value(s) have been excluded.

## Table of means for Q11.NA by Q11.Superf\_

Level	Count	Average	Std. Error (internal)	Std. Error (pooled s)	95 Percent Tukey HSD intervals for mean	
1	20	.0040000	.0022243	.0137370	-.0214802	.0294802
2	9	.0222222	.0022222	.0204780	-.0157615	.0602059
4	44	.0538636	.0096406	.0092615	.0366849	.0710424
5	12	.1475000	.0310943	.0177344	.1146052	.1803948
Total	85	.0520000	.0066634	.0066634	.0396403	.0643597

## Multiple range analysis for Q11.NA by Q11.Superf\_

Method: 95 Percent Tukey HSD Intervals

Level	Count	Average	Homogeneous Groups
1	20	.0040000	*
2	9	.0222222	**
4	44	.0538636	*
5	12	.1475000	*

One-Way Analysis of Variance

Data: Q12.SB

Level codes: Q12.Superf\_

Labels:

Range test: Tukey

Confidence level: 95

Analysis of variance

Source of variation	Sum of Squares	d.f.	Mean square	F-ratio	Sig. level
Between groups	328.7810	3	109.59365	4.270	.0083
Within groups	1591.3457	62	25.66687		
Total (corrected)	1920.1267	65			

0 missing value(s) have been excluded.

Table of means for Q12.SB by Q12.Superf\_

Level	Count	Average	Std. Error (internal)	Std. Error (pooled s)	95 Percent Tukey HSD intervals for mean
1	20	2.310000	.2007748	1.1328474	.1951031 4.424897
2	9	4.255556	.6749714	1.6887493	1.1028534 7.408258
4	34	5.594118	1.0661201	.8688543	3.9720658 7.216170
5	3	12.566667	6.6826475	2.9249995	7.1060264 18.027307
Total	66	4.733333	.6236120	.6236120	3.5691209 5.897546

Multiple range analysis for Q12.SB by Q12.Superf\_

Method: 95 Percent Tukey HSD Intervals

Level	Count	Average	Homogeneous Groups
1	20	2.310000	*
2	9	4.255556	**
4	34	5.594118	**
5	3	12.566667	*



Table of means for Q12.V by Q12.Superf\_

Level	Count	Average	Std. Error (internal)	Std. Error (pooled s)	95 Percent Tukey HSD intervals for mean	
1	20	19.700000	2.4236771	5.009241	10.348318	29.05168
2	9	50.111111	5.3057737	7.467336	36.170447	64.05178
4	34	39.823529	4.8687718	3.841913	32.651117	46.99594
5	3	77.333333	6.5659052	12.933805	53.187395	101.47927
Total	66	36.833333	2.7574965	2.757497	31.685402	41.98126

## One-Way Analysis of Variance

Data: Q12.V

Level codes: Q12.Superf\_

Labels:

Range test: Tukey

Confidence level: 95

## Analysis of variance

Source of variation	Sum of Squares	d.f.	Mean square	F-ratio	Sig. level
Between groups	12682.470	3	4227.4900	8.424	.0001
Within groups	31114.697	62	501.8499		
Total (corrected)	43797.167	65			

0 missing value(s) have been excluded.

## Multiple range analysis for Q12.V by Q12.Superf\_

Method: 95 Percent Tukey HSD Intervals			
Level	Count	Average	Homogeneous Groups
1	20	19.700000	*
4	34	39.823529	*
2	9	50.111111	**
5	3	77.333333	*