

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**AS TRANSFORMAÇÕES PEDOLÓGICAS IDENTIFICADAS NA
TOPOSSEQUÊNCIA SÍTIO SÃO JOSÉ NA BACIA DO CÓRREGO ARATU,
FLORAÍ - PR**

FABIANA CRISTINA MEIRA ZAPAROLI

Orientação: Nelson Vicente Lovatto Gasparetto

Maringá/PR, 2009

Fabiana Cristina Meira Zapparoli

**AS TRANSFORMAÇÕES PEDOLÓGICAS IDENTIFICADAS NA
TOPOSSEQUÊNCIA SÍTIO SÃO JOSÉ NA BACIA DO CÓRREGO ARATU,
FLORAÍ - PR**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, como requisito à obtenção do título de Mestrado em Geografia.

Orientador: Nelson Vicente Lovatto Gasparetto

Maringá/PR, 2009

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação
(CIP)
(Biblioteca Central - UEM, Maringá – PR., Brasil)

Z35t Zaparoli, Fabiana Cristina Meira
As transformações pedológicas identificadas na topossequência sítio São José na bacia do córrego Aratu, Floraí, PR / Fabiana Cristina Meira Zaparoli. -- Maringá, 2009.
143 f. : il., figs.color, + Apêndice.

Bibliografia: f. 135-143
Orientador : Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto.
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Maringá, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2009.

1. Solo - Transformações pedológicas - Topossequência sítio São José - Bacia do córrego Aratu, Floraí, PR. 2. Micromorfologia - Solo. 3. Pedogênese. 4. Pedologia - Geomorfologia - Latossolo, argissolo, neossolo quartzarênico e gleissolo - Floraí, PR. 5. Geomorfologia e pedologia - Influências. 6. Lamelas (Solos) - Identificação - Transformações pedológicas. I. Gasparetto, Nelson Vicente Lovatto, orient. II. Universidade Estadual de Maringá, Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

CDD 21.ed. 551.305098162

“AS TRANSFORMAÇÕES PEDOLÓGICAS IDENTIFICADAS NA TOPOSEQUÊNCIA
SITIO SÃO JOSÉ NA BACIA DO CÓRREGO ARATU, FLORAÍ-PR”

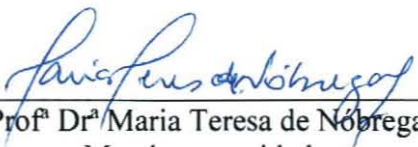
Dissertação de Mestrado apresentada a Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental.

Aprovada em 22 de abril de 2009.


BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto
Orientador-presidente
Universidade Estadual de Maringá



Prof^a Dr^a Maria Teresa de Nóbrega
Membro convidado
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro dos Santos
Membro convidado
Universidade Federal do Paraná

*Aos meus pais **Augusto Barros Meira** e **Marlene Fuzaro Meira**
e às minhas filhas queridas **Ágatha** e **Natália**
ofereço e dedico essa dissertação.*

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa só foi possível devido ao apoio e colaboração de algumas instituições, de amigos, colegas, orientadores e conselheiros, com os quais tive a satisfação e o privilégio de conviver. Dessa forma, gostaria de expressar aqui, a minha gratidão, consciente de que este **muito obrigada** não é o suficiente para defini-la.

Agradeço assim:

Ao Prof. Dr. **Nelson Vicente Lovatto Gasparetto**, pela orientação, paciência, confiança, amizade e por dar condições para o desenvolvimento do meu projeto a partir de contatos com outras instituições de ensino superior. Com certeza, sem seu apoio e confiança professor, meu trabalho não chegaria aonde chegou;

Ao **CNPq** pelo apoio financeiro (Proc. nº 473253/2007) e concessão de bolsa de estudos durante todo o curso;

Ao programa de **Pós-Graduação em Geografia** pelo apoio quando necessário;

Ao **Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA)** pela acolhida e ter disponibilizado toda a sua infraestrutura para a elaboração desse trabalho;

Ao Prof. Dr. **Miguel Cooper** do departamento de Agronomia da ESALQ/USP, que colocou a disposição o laboratório de microscopia óptica e auxiliou na análise e interpretação das lâminas delgadas de solo;

Ao Prof. Dr. **Paulo Nakashima** do departamento de geografia/UEM, com quem muitas vezes tirei dúvidas, e que sempre se mostrou disposto a discutir e ajudar em tudo que foi possível;

À Prof^a. Dr^a **Maria Teresa de Nóbrega** do departamento de Geografia /UEM, pelas dúvidas que me esclareceu e pelo carinho;

Aos amigos que me auxiliaram nos trabalhos de campo: **Vladimir de Souza, Alan Charles Fontana, Edimara Rupolo, Édipo Henrique Cremon, Otávio Montanher, Ismar Renan de Andrade, Vinícius Guerra** e todos os alunos participantes da disciplina “Análise Estrutural da Cobertura Pedológica” do ano de 2006, inclusive aos professores **Paulo Nakashima** e **Nelson Vicente Lovatto Gasparetto**. Ressalto aqui o meu agradecimento em especial ao **Vladimir, Alan e Edimara**, que me acompanharam com muita garra nos campos, dando forças pra ir além do meu planejamento inicial;

A todos os amigos, colegas e professores que fizeram ou ainda fazem parte do Gema (Grupo de Estudos Multidisciplinar do Ambiente) **Alan, Carina, Cisso,**

Diego, Edimara, Édipo, Ednéia, Eduardo, Estela, Harumi, Isabel, Ismar, Jose Arenas (Pepe), Mariana, Mausy, Miriam, Otávio, Pedrão, Priscila, Ordilei, Vinícius (Pardal), Vladimir, Prof. Dr. Edvard, Profª Drª Marta, Prof. Dr. Manoel, Prof. Dr. Nelson, Prof. Dr. Stevaux, pelo companheirismo, pela amizade e pelas discussões a respeito do desenvolvimento da pesquisa;

Ao **Édipo Henrique Cremon** pela amizade, preocupação e esforço de me ensinar geoprocessamento e por me auxiliar nos mapas;

À técnica do Laboratório de sedimentologia, palinologia e pedologia, **Maria de Moraes**, pela ajuda, paciência e puxões de orelha, com quem aprendi muito a respeito das análises físicas de solos;

À família **Marinozi**, proprietária do sítio onde foi realizada a topossequência, pela disponibilidade de infra-estrutura e permissão de livre acesso à propriedade;

Ao técnico da EMATER e colega de curso, **José Antônio de Andrade**, pela disposição em auxiliar no campo e pelo fornecimento de informações importantes para esse trabalho;

Aos colegas do curso de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas da ESALQ/USP: **Raphael Moreira Beirigo, Raul Shiso Toma e Maurício Rizzato Coelho** por todo auxílio que me prestaram durante o tempo em que permaneci em Piracicaba;

A todos de Piracicaba que me acolheram durante as duas vezes que estive lá realizando meus estudos: à família da **Viviane Ferraz** que me trataram como se já fosse da família e às meninas da república que me acolheram da segunda vez que estive por lá;

Às minhas amadas filhas **Ágatha e Natália** que sempre estiveram do meu lado me dando forças pra seguir a diante, ao **Sidnei** que nem sempre me deu forças, mas que sempre esteve por perto e de alguma forma colaborou para a realização desse trabalho;

Às minhas irmãs queridas **Alessandra e Renata**, pelo apoio emocional;

Aos meus amados pais **Augusto Barros Meira e Marlene Fuzaro Meira** pela paciência, apoio, preocupação, conselhos e por cuidarem das minhas filhas quando precisei me ausentar, às vezes por meses. Serei por toda minha vida grata por acreditarem em mim;

À **Deus** por iluminar sempre meu caminho,

MUITO OBRIGADA A TODOS!

RESUMO

O trabalho aqui apresentado objetivou identificar as transformações pedológicas numa topossequência, situada numa bacia hidrográfica do compartimento de paisagem denominado Platô Elevado de Floraí/ PR, e sua relação com o relevo, no qual as vertentes apresentam suaves patamares em direção a drenagem principal. Um mapeamento preliminar do meio físico da bacia foi necessário para a compreensão da distribuição e comportamento dos solos na topossequência. O estudo enfatizou a descrição morfológica e micromorfológica ao longo da topossequência. Os resultados permitiram inferir que ocorrem três frentes de transformação pedológica importantes: uma na alta vertente onde o Argissolo avança lateral e remontantemente sobre o Bw; outra na média vertente, prevalecendo os mecanismos verticais de e-iluviação sobre os laterais; e outra na baixa vertente onde o Neossolo Quartzarênico avança sobre os horizontes do Argissolo lateralmente. Diante do exposto, acredita-se que neste caso pedogênese e morfogênese atuam contemporânea e solidariamente, pois enquanto ocorre um controle provavelmente de fácies mais endurecida do arenito, processos diferenciados de transformações laterais e verticais do solo provocam lixiviação e dissoluções de grão de quartzo colaborando com o rebaixamento do relevo em setores da vertente onde o processo é mais agressivo.

Palavras chave: Transformações pedológicas, e-iluviação, bandas onduladas, pedogênese, morfogênese.

ABSTRACT

This paper aimed to identify the changes in a soil toposequence, located in a catchment area of the compartment of landscape known as the High Plateau Floraí/PR, and its relation to relief, in which the soft parts have steps toward main drainage. A preliminary survey of the physical environment of the basin was necessary for understanding the distribution and behavior of soil in the toposequence. The study emphasized the morphological description and micromorphological along the toposequence. The result showed that three fronts occur processing pedological important: one in which the high side and lateral moves Ultisol on Bw; another strand in the average, whichever the mechanisms of vertical e-iluviação on the side, and another in the lower part where Quartzipisamment advances on the horizons of the Ultisol laterally. Considering the foregoing, it is believed that this case pedogenesis and contemporary morphogenesis act jointly and severally, as a control probably occurs as a sight most of the hard sandstone, different processes of lateral and vertical changes of soil leaching and causing dissolution of quartz grains of collaborating with the lowering of topography in sectors where part of the process is more aggressive.

Keywords: Soil changes, e-illuvial processes, lamellae, pedogenesis, morphogenesis.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localização da área em estudo	15
Figura 2	Vertentes representativas da área do estudo	61
Figura 3	Carta imagem da bacia do córrego Aratu com os pontos de sondagens e a topossequência	63
Figura 4	Perfil longitudinal do córrego Aratu	72
Figura 5	Carta geológica da bacia do córrego Aratu	73
Figura 6	Média Mensal da Série de Dados Temperatura dos anos de 1975 a 2008 da Estação meteorológica de Paranavaí, PR	76
Figura 7	Média Mensal da Série de Dados de Precipitação dos anos de 1975 a 2008 da Estação Meteorológica de Paranavaí, PR	77
Figura 8	Unidades de Paisagem de Floraí, de acordo com Andrade (2005)	80
Figura 9	Carta hipsométrica da bacia do córrego Aratu	81
Figura 10	Carta de declividade da bacia do córrego Aratu	82
Figura 11	Carta de curvatura vertical da bacia do córrego Aratu	83
Figura 12	Solos do município de Floraí (Andrade, 2005)	84
Figura 13	Carta de solos da bacia do córrego Aratu	87
Figura 14	Carta de uso do solo da bacia do córrego Aratu	90
Figura 15	Blocodiagrama representando a bacia do córrego Aratu e seu contexto	92
Figura 16	Difratograma de raios x demonstrando a mineralogia dos solos da topossequência do Sítio São José	92
Figura 17	Topossequência do Sítio São José	93
Figura 18	Gráfico cumulativo da porcentagem das frações granulométricas	98
Figura 19	Curvas de isovalores de argila e silte	101
Figura 20	Fotomicrografias do horizonte Ap da trincheira III	104
Figura 21	Fotomicrografia do limite inferior entre uma banda ondulada e o E (interbanda)	107
Figura 22	Fotomicrografia da transição entre o horizonte Ap e E (TRV)	108
Figura 23	Fotomicrografia do horizonte E das TRs III e IV	112
Figura 24	Fotomicrografia do horizonte E (TR V) com resquílios de bandas onduladas	113
Figura 25	Fotomicrografia da transição entre os horizontes E e BE	115
Figura 26	Fotomicrografia do horizonte Bt (TR II)	118

Figura 27	Microscopia Eletrônica de Varredura do horizonte Bt	119
Figura 28	Fotomicrografia dos horizontes Bw	122
Figura 29	Microscopia Eletrônica de Varredura da amostra do horizonte Bw do topo da vertente	123
Figura 30	Fotomicrografia do horizonte Cc do NEOSSOLO QUARTZARÊNICO COM caráter petroplíntico	124
Figura 31	Microscopia Eletrônica de Varredura de um fragmento da petroplintita encontrada no NEOSSOLO QUARTZARÊNICO	125

LISTA DE QUADROS E TABELAS

Quadro 1	Possíveis usos da análise micromorfológica dos solos. Compilado de Cooper (aula 1, não publicada), ESALQ/USP, 2007	21
Quadro 2	Síntese das características das Areias Quartzosas segundo vários autores (OLIVEIRA, 1997)	37
Quadro 3	Definições de Bullock et al. (1985) e de Brewer (1976) para fábrica birrefringente	68
Quadro 4	Síntese da descrição morfológica e granulometria das trincheiras	97

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	13
2.	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	17
2.1.	Bases conceituais da pedologia	17
2.2.	Análise estrutural da cobertura pedológica	18
2.2.1.	Micropedologia	20
2.2.2.	Transformações laterais e verticais e a relação geomorfogênese e pedogênese	25
2.2.3.	Gênese de Latossolos	26
2.2.4.	Gênese de Argissolos e bandas onduladas	29
2.2.5.	Gênese de Neossolos Quartzarênicos	35
2.2.6.	O papel do fluxo hídrico subsuperficial na diferenciação dos horizontes e solos e transformações laterais	36
2.2.7.	Dinâmica do ferro em solos tropicais	42
2.2.8.	Feições de dissolução do quartzo em solos tropicais	47
2.3.	A relação entre morfogênese e pedogênese	50
2.4.	Estudos pedológicos efetuados no noroeste do Paraná	57
3.	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	60
3.1.	Elaboração de cartas temáticas detalhadas da área do estudo	61
3.2.	Realização da topossequência	63
3.3.	Análise granulométrica	64
3.4.	Determinação do pH em água e em solução de KCl	65
3.5.	Relação textural B/A	65
3.6.	Coleta e impregnação de amostra indeformada para micromorfologia	66
3.7.	Descrição micromorfologia e interpretação	67
3.8.	Microscopia eletrônica de varredura (MEV) e análise química pontual	69
3.9.	Difratometria de raios X (DRX)	70
3.10.	Atividades de gabinete	71
4.	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DO ESTUDO	72
4.1.	Geologia	72
4.1.1.	Formação Serra Geral	73

4.1.2.	Arenitos da Formação Caiuá	73
4.2.	Clima	75
4.3.	Geomorfologia	77
4.4.	Cobertura Pedológica	83
4.5.	Cobertura vegetal original	87
4.6.	Processo de colonização e uso do solo atual	88
5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	91
5.1.	A topossequência Sítio São José	91
5.2.	Descrição morfológica da topossequência	94
5.3.	Granulometria	98
5.4.	Distribuição das frações silte e argila na topossequência Sítio São José	99
5.5.	Macro e micromorfologia dos horizontes da topossequência	102
5.5.1.	Macromorfologia do horizonte Ap	102
5.5.2.	Micromorfologia do horizonte Ap	103
5.5.3.	Macromorfologia do horizonte E	109
5.5.4.	Micromorfologia do horizonte E	110
5.5.5.	Macromorfologia do horizonte BE	114
5.5.6.	Micromorfologia do horizonte BE	114
5.5.7.	Macromorfologia do horizonte Bt	115
5.5.8.	Micromorfologia do horizonte Bt	116
5.5.9.	Macromorfologia do horizonte Bw	119
5.5.10.	Micromorfologia do horizonte Bw	120
6.	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	126
7.	CONCLUSÕES	133
8.	REFERÊNCIAS	135

1. INTRODUÇÃO

O solo é parte integrante da paisagem e sua distribuição na vertente está condicionada às variações topográficas e litológicas existentes na mesma. Analisando-se a paisagem é possível relacionar diferentes tipos de solos com diferentes formas do relevo, isto é, o solo que ocorre em topo plano não é o mesmo que ocorre no final da vertente. A distribuição dos solos na paisagem é controlada em parte, pela rocha sotoposta e pelas condições climáticas que associadas com a declividade definem as características e propriedades morfológicas dos mesmos. Essas propriedades refletem, em última análise, as irregularidades topográficas do terreno, que aliadas ao tipo de vegetação são as responsáveis pelas alterações da dinâmica hídrica que se manifesta tanto na superfície como em subsuperfície.

Todas essas variáveis se interrelacionam, contudo, Ruellan e Dosso (1993), salientam que os fatores ativos (tectônica, clima, escoamento, vegetação, fauna, homem), trabalham em função do tempo, transformando e dando modelado às rochas e aos relevos (fatores passivos). Essas relações são, por conseguinte, os motores dos mecanismos de formação das estruturas pedológicas.

Basicamente a dinâmica que conduz à formação das estruturas pedológicas resulta de quatro tipos de mecanismos: os que conduzem a alteração das rochas e seus constituintes; os biológicos e de acumulação de matéria orgânica; os de liberação, migração e acumulação dos constituintes resultantes da alteração das rochas e evolução da matéria orgânica e; dos arranjos e agregações dos constituintes procedentes da alteração e/ou resultantes das migrações (RUELLAN; DOSSO, 1993). O resultado de toda essa dinâmica é a formação de sistemas pedológicos que mudam conforme se altera a morfologia da paisagem.

Sistema pedológico é uma porção da cobertura pedológica que por suas estruturas e por sua dinâmica, constitui uma unidade. É, portanto, um volume de solo (conjunto tridimensional) no interior do qual os horizontes estão organizados entre si, verticalmente e lateralmente (RUELLAN; DOSSO, 1993).

Assim, o sistema pedológico se define como um conjunto de horizontes caracterizados por um mesmo tipo de dinâmica evolutiva; ocupa um espaço tridimensional delimitado na unidade de paisagem. Corresponde, também, a uma unidade de funcionamento hidrodinâmico; é descrito, delimitado e compreendido inicialmente, pelas estruturas que o constituem (organizações elementares, assembléias e horizontes) e, também, pelo seu funcionamento. Um sistema pedológico não está isolado do seu contexto pedológico, ele possui relação de proximidade com outros sistemas pedológicos. Relações estas em termos de estágios do material pedológico e, correlatividade em termos de desenvolvimento de suas estruturas em detrimento das estruturas vizinhas.

O interesse por esta pesquisa surgiu a partir da leitura de estudos realizados da área e da participação no trabalho de campo proposto pela disciplina “Análise Estrutural da Cobertura Pedológica”, oferecida pelo programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, no ano de 2006. Dentre os trabalhos desenvolvidos no município de Floraí se destacam as dissertações de Andrade (2005), que identificou diferentes unidades de paisagens e os sistemas de produção agrícolas do município, e, Manosso (2006) que relacionou a degradação das propriedades físicas dos LATOSSOLOS VERMELHOS Distróficos com os diferentes usos agrícolas de Floraí-PR.

A área do estudo está localizada numa vertente da bacia do córrego Aratu, afluente do ribeirão Esperança, na mesorregião Norte Central do Paraná. Essa bacia está situada no setor nordeste do município de Floraí, entre as coordenadas 23°16'22”S, 52°16'41” W e 23°18'11” S, 52°15'43” W (Fig. 1).

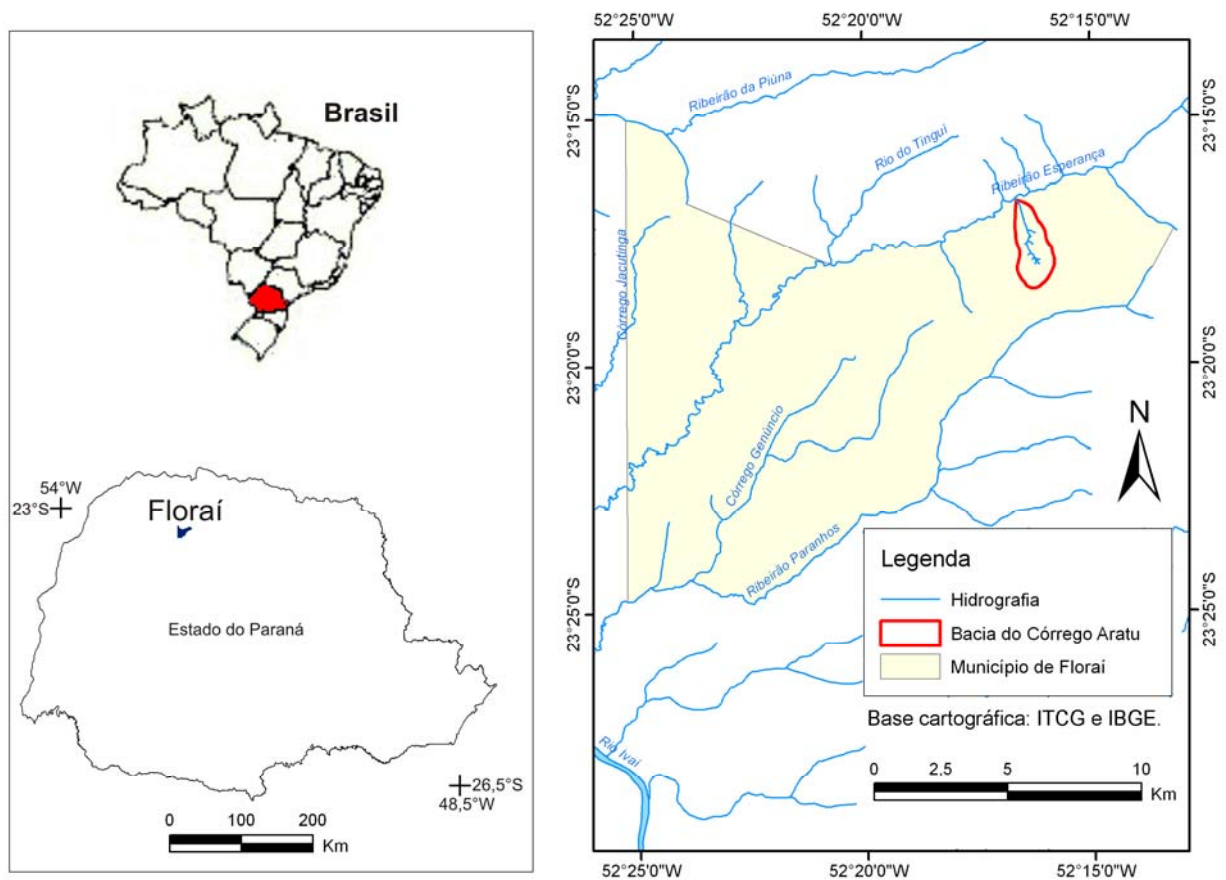


Figura 1 - Localização da área do estudo

A bacia do córrego Aratu faz parte do compartimento de paisagem definida por Andrade (2005), como Platô Elevado de Florai. Nessa unidade, as vertentes que estão voltadas para o ribeirão Esperança, apresentam um comprimento médio de 2.500 metros e desdobram-se em pequenos patamares em razão do entalhe dos tributários de primeira e segunda ordem (ANDRADE, 2005). Esses patamares são bem marcados e ocorrem como rupturas de relevo em decorrência de contato litológico entre arenito e basalto, situados entre as cotas altimétricas de 450 e 440m.

A partir de uma análise detalhada da geomorfologia da área de estudo, localizada no Platô Elevado de Florai, verifica-se também a ocorrência de patamares semelhantes aos formados pelo contato litológico, porém em cotas mais elevadas entre as 480 e 490m. Esses são poucos marcados e as vertentes onde ocorrem são constituídas essencialmente por litologias pertencentes à Formação Caiuá. Essas feições geomorfológicas despertaram o interesse pela pesquisa, uma vez que, esses patamares controlam a circulação da água e a distribuição dos tipos de solos na bacia do córrego Aratu.

O objetivo desse trabalho é de analisar as transformações laterais e verticais da cobertura pedológica, ao longo de uma topossequência de solos, no intuito de compreender a evolução e a distribuição dos solos na bacia do córrego Aratu.

Para alcançar o objetivo proposto foram utilizadas algumas etapas dos procedimentos descritos na metodologia de Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (BOULET et al., 1982a, 1982b, 1982c). Esses procedimentos permitem verificar a dinâmica da cobertura pedológica, bem como tecer considerações a respeito da influência da pedogênese sobre a morfogênese e vice-versa.

Como objetivos específicos foram elencados:

- Mapear os tipos de solos da bacia do córrego Aratu a partir das descrições morfológicas e análises físicas;
- Descrever os sistemas pedológicos presentes na bacia, a fim de compreender a relação entre os limites dos sistemas e o relevo;
- Identificar os contatos litológicos existentes na bacia do córrego Aratu e correlacioná-los com os tipos de solos e relevo;
- Realizar descrições macromorfológicas e micromorfológicas dos diferentes horizontes de solos e de suas transições com a finalidade de entender como atua os processos responsáveis pelas transformações pedológicas verificadas na topossequência.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Bases conceituais da pedologia

No período entre 1873 e 1875, no sul da Rússia, uma grande seca provocou sérios prejuízos à produção agrícola. Para reverter essa situação, a Sociedade Econômica Livre Imperial de São Petersburgo instituiu uma comissão integrada por especialistas de diversas áreas, dentre eles Dokuchaev. Após quatro anos de investigação com sua equipe, percorrendo cerca de 10.000Km, ao longo da Criméia, Cáucaso do Norte, bordas do mar Negro, Ucrânia e Bessarábia, constataram que os solos mostravam uma evolução dependente da zona de suas ocorrências. Ficou compreendido, dessa forma, a relação do clima e organismos sobre as rochas e relevo e a distribuição dos solos. Dessa constatação surgiu o paradigma conhecido com “lei da zonalidade”.

As constatações de Dokuchaev foram feitas a partir da análise de perfis de solo ao longo de cortes de estradas. As primeiras publicações datam de 1874. Em 1883, editam o livro Chernozem (do russo Tchern = negro e zem = solo), que constituiu a certidão e batismo da moderna Ciência dos Solos. Logo após, ele estuda o podzol, cujo nome deriva do aspecto de seu horizonte subsuperficial (pod = sob, zol = cinza da queima da madeira). Esses trabalhos mostram pela primeira a identificação e a sucessão de horizontes A, B e C dos solos, suas características físico-químicas relacionadas com a origem e evolução dos mesmos (QUEIROZ NETO, 2003).

Dokuchaev elaborou a primeira classificação de solos baseada nas propriedades e fatores de formação. Mais tarde Sibirtsev (1846-1927) modificou as classes introduzindo os conceitos de solos zonais, intrazonais e azonais (MONIZ, 1972).

Em 1892, Dokuchaev tornou-se diretor do Instituto Agrônomo e Florestal da Nova Alexandria, na Polônia e criou a 1ª Cadeira de Pedologia do mundo. A partir de Dokuchaev, estudos pedológicos se difundiram pelo mundo. O conceito de solos como corpo natural e a sua classificação com base nas características do solo no meio ambiente se tornaram bem desenvolvidas na ciência de solo da Rússia. Tais

conceitos foram publicados por Glinka na Alemanha, e posteriormente compilados por C. F. Marbut no Departamento de Agricultura dos Estados Unidos. Marbut e seus associados desenvolveram um sistema de classificação de solos (Soil Taxonomy) de âmbito nacional baseado, em grande parte, nos conceitos russos.

2.2. Análise estrutural da cobertura pedológica

Os procedimentos metodológicos da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica sistematizados por Boulet et al. (a, b, c, 1982), evidenciam o resultado da evolução de estudos iniciados a partir da definição do conceito de catena de Milne (1934).

De acordo com Queiroz Neto (1987), os últimos 50 anos da Pedologia mostraram uma evolução na compreensão dos solos. “A concepção do perfil de solo, com horizontes superpostos, representativos de uma área homogênea, foi em parte superada pela catena, de Milne” em 1934 (QUEIROZ NETO, 1987). Para Milne, catena representava uma unidade prática de mapeamento que agrupa solos que, a despeito de estarem colocados em pontos diferentes de um sistema natural de classificação, tendo em vista suas diferenças morfológicas e fundamentais, estão, no entanto relacionadas na sua ocorrência por condições topográficas e se repetem nas mesmas posições uns em relação aos outros, sempre que aquelas condições estão presentes (QUEIROZ NETO, 2002). Para Milne “os principais fatores responsáveis pelas sucessões de solos numa encosta seriam os processos erosivos, comandados pela topografia”.

Delvigne (1965) estudou a distribuição das catenas na paisagem e sua relação com a alteração do embasamento litológico, demonstrando assim as transformações mineralógicas, físicas e químicas dos solos ao longo das vertentes. Mostrou de forma clara, os mecanismos de perda, transferência e acumulações de matérias que ocorrem lateralmente ao longo das encostas, isto é, nas posições do topo das vertentes ocorre a exportação (sobretudo SiO_2 e bases, mas também Al_2O_3), deixando um resíduo principalmente gibbsítico; paralelamente, os sopés podem ser zonas de acumulação, com neoformação de caulinita. Para chegar a tais conclusões, Delvigne realizou análises químicas e mineralógicas, interpretação de

lâminas delgadas em microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura e de transmissão.

Bocquier (1973) estudou a gênese e evolução de duas topossequências em solos tropicais, no Tchad, África Central. Para esse estudo Bocquier empregou técnicas similares às utilizadas por Delvigne (1965), porém deu mais ênfase ao papel da biogeodinâmica na organização do material pedológico ao longo das topossequências. Analisou as variações verticais e laterais dos solos ao longo das vertentes e constatou que ao passo que mudavam os tipos solos, mudava também distribuição vegetal. Constatou também modificações estruturais remontantes, causadas pelo acúmulo de materiais pedogenéticos no sopé das vertentes que bloqueavam a saída de elementos. Percebeu a migração de material fino, do topo para a base do perfil e em direção ao sopé da vertente e atribuiu essas transformações laterais e verticais ao fluxo hídrico subsuperficial.

Boulet (1974) apresentou uma abordagem similar e sistematizou uma metodologia que permite a reconstituição da distribuição espacial das organizações pedológicas ao longo das vertentes, conhecida hoje como “análise estrutural da cobertura pedológica”. Consiste na reconstituição bidimensional da organização dos solos com seus horizontes, em topossequências estabelecidas no sentido de maior declive das vertentes: as escalas de representação gráfica dos resultados dos trabalhos são geralmente muito grandes, variando de 1:100 a 1:1.000. Trincheiras abertas em pontos privilegiados permitem verificar as transições verticais e laterais entre horizontes. Num segundo momento, com outras topossequências transversais e paralelas, reconstitui-se a distribuição espacial (tridimensional) das organizações pedológicas; os limites entre horizontes são colocados em mapas, sob a forma de curvas de isodiferenciação, que representam posições onde se iniciam ou terminam horizontes.

A análise estrutural da cobertura pedológica engloba diversas escalas desde a megascópica (paisagem) até a ultramicroscópica (argilominerais individuais). Ruellan (1970) fez uma relação entre níveis de escala e os objetos de estudos de cada uma delas: a) as organizações elementares, que se expressam sob a forma de constituintes do solo, tais como a fração argila (plasma), a fração silte e areia (esqueleto) e os poros que juntos, constituem o fundo matricial; b) as assembléias,

que se caracterizam por certo número ou conjunto de organizações elementares; c) os horizontes, que são descritos pela presença de um ou vários tipos de assembléias e d) os sistemas pedológicos, que representam na escala da unidade do relevo, os horizontes e sua relação entre horizontes, ou seja, como eles se superpõem verticalmente e se sucedem lateralmente do topo à base das vertentes.

Essa complexidade da cobertura pedológica expressos pelos níveis embutidos uns nos outros, é ainda acrescida pelo fato de que ela é atravessada por soluções que circulam no interior e sobre o solo. Essas soluções promovem a redistribuição interna do material tanto vertical como lateralmente, modificando-a com o tempo, numa dinâmica em acordo com as condições ambientais em que se encontram. Assim, é possível afirmar que a cobertura pedológica encontra-se em perpétua evolução, onde as transformações dos constituintes, das organizações e das propriedades físico-químicas e mecânicas permitem reconhecer uma quarta dimensão, a temporal (RUELLAN, 1970).

A partir dos anos de 1980 as pesquisas em pedologia no Brasil tiveram um importante desenvolvimento devido a convênios firmados entre a ORSTOM e a CAPES/COFECUB. Foram realizados vários trabalhos visando compreender a gênese, a evolução dos solos e das paisagens tropicais utilizando os procedimentos da “análise estrutural da cobertura pedológica”.

2.2.1. Micropedologia

A micromorfologia de solos ou micropedologia é a etapa dentro da análise estrutural da cobertura pedológica responsável pela análise morfológica detalhada a nível microscópico.

Kubiena (1938) com sua obra intitulada “*Micropedology*” é considerado o precursor da observação de lâminas delgadas de solo.

De acordo com Castro (2002):

A micromorfologia de solos destina-se ao estudo das organizações microscópicas, também chamadas de microorganizações pedológicas, ou microestruturas, isto é, trabalha com constituintes e organizações na ordem de medida dos milímetros e, sobretudo, dos micrômetros. Ela contempla o estudo detalhado dos constituintes dos agregados dos horizontes de solo e

de suas relações, seu grau de preservação face às adições ou perdas, contribuindo para importantes deduções a respeito dos processos pedológicos envolvidos, sejam eles naturais ou induzidos pelos usos e/ou manejos.

Em resumo, os objetivos fundamentais da micromorfologia de solos são:

1. Identificar os constituintes dos solos nas diferentes frações;
2. Definir as relações existentes entre os constituintes (tipos de organização, hierarquia e cronologia das organizações);
3. Formular hipóteses ou demonstrações acerca da dinâmica genética e evolutiva dos solos, na tentativa de esclarecer as controvérsias sobre sua origem, evolução e comportamento (CASTRO, 2008, p. 8).

Com o auxílio da micromorfologia aliada a outras análises é possível avaliar os estágios de evolução dos horizontes ou perfis de solo.

Conforme Castro (2008):

A análise detalhada dos constituintes serve para diagnosticar filiações litológicas e/ou pedogenéticas entre os materiais, os processos e mecanismos a elas associados (alteração, pedogênese e morfogênese), seus eventos, fases e cronologia relativa.

As características dos arranjos e constituintes presentes nas amostras dão subsídios suficientes para a identificação, diagnóstico e prognóstico do comportamento e funcionamento do solo, associados ao seu uso (CASTRO, 2008, p. 9).

A micromorfologia pode ser utilizada em estudos de diversas áreas do conhecimento (quadro 1):

Quadro 1: Possíveis usos da análise micromorfológica dos solos. Compilado de Cooper (aula 1, não publicada), ESALQ/USP, 2007

Âmbito	Exemplos de aplicações
Ciências Agrárias	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Estrutura do solo; efeitos das práticas de cultivo; Compactação de solos. ➤ Efeito de técnicas de irrigação. ➤ Porosidade e desenvolvimento radicular. ➤ Efeitos de emprego de efluentes agroindustriais. ➤ Encrostamento superficial de solos (infiltração de água e emergência de plântulas).
Arqueologia	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Informação da história a partir dos materiais de um jazimento. ➤ Cronologia de processos de um mesmo depósito. ➤ Atividades humanas em relação à presença de depósitos organo-minerais queimados (carvões e similares). ➤ Associação com estudos de susceptibilidade magnética na interpretação de solos e sedimentos arqueológicos. ➤ Efeitos de antigas práticas de cultivo. ➤ Estudo de fragmentos de cerâmicas para determinar sua origem.

Engenharia civil	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Interpretação do comportamento de um solo ➤ Predição do comportamento de materiais. ➤ Proposta de medidas corretoras antes de iniciar uma obra ➤ Microorganização e comportamento físico e mecânico dos solos. ➤ Argilas “sensitivas”. ➤ Solos com risco de colapso. ➤ Riscos sísmicos ➤ Solos expansíveis
Pedologia	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Morfologia de solos ➤ Processos formadores: pedogênese (podzolização, latossolização, argiluviação, etc). ➤ Classificação de solos: horizontes diagnósticos ➤ Organização mineral e estrutural ➤ Propriedades dos componentes de um solo ➤ Processos de degradação de solos ➤ Movimento da água no solo ➤ Intemperismo e neoformações ➤ Estudo de processos erosivos ➤ Solos enterrados
Paleopedologia	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Paleossolos ➤ Paleoambientes ➤ Interpretação de camadas e horizontes ➤ Fitólitos ➤ Cronossequência em paleossolos
Geologia do quaternário e Geomorfologia	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Processos superficiais ➤ Estruturas ligadas a climas específicos: crioturbação, periglacialismo, feições de ambiente desértico ➤ Biorrelíquias ➤ Depósitos
Paleoclimatologia e Paleogeografia	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Paleoambientes e paleoclimas ➤ Desertificação
Biologia do solo	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Microbiologia do solo ➤ Fauna do solo ➤ Processos de bioturbação ➤ Interações entre organismos vivos e constituintes. ➤ Fluorescência de componentes orgânicos.

Para Bullock et al. (1985), a micropedologia “é o ramo da ciência do solo que se ocupa da descrição, interpretação e, até certo ponto, a medida dos constituintes, feições e fábricas do solo ao nível microscópico”.

Lima et al. (1985) descreve a micromorfologia como o “estudo das características do solo em um nível que necessita auxílio de instrumentos óticos, sendo, como tal, uma extensão das observações e descrições de campo do perfil de solo”.

Castro (1989) ressalta que a análise microscópica dos solos corresponde a uma técnica de observação morfológica em escala micrométrica.

Stoops (2003) ressalta a micromorfologia como o método de estudo do solo e materiais relacionados no seu estado indeformado ao nível microscópico. No qual se aplica um sistema de conceitos e terminologias para descrever, medir e interpretar a formação e função dos materiais do solo e determinar as relações mútuas no estado e no tempo.

Filizola e Gomes (2006) expõem que a microscopia dos solos corresponde a uma técnica de observação de material pedológico previamente impregnado, laminado até atingir de 25 a 30 μ m de espessura e colado em lâminas de vidro, freqüentemente similares às petrográficas.

Brewer (1964) publicou uma extensa obra denominada “*Fabric and mineral analysis of soils*”, com dezessete capítulos sobre pedografia, termo utilizado pelo autor para denominar a micromorfologia de solos.

Castro et al. (2003) observam que “vários pesquisadores em diversos países destacaram-se nesse período pelo emprego dessa escala de observação em seus trabalhos, entre os quais Altemüller, na Alemanha; Delvigne, Ruellan, Bocquier, Chauvel, Boulet, Bresson e Fedoroff, na França; FitzPatrick, na Escócia, e Murphy, no Reino Unido; Stoops, na Bélgica, e Jongerius e Miedema, nos Países Baixos; Kowalinski, na Polônia; Paneque, Gallardo e Benayas, na Espanha; Rutherford, no Canadá; e Buol, nos EUA.”

Segundo Castro et al. (2003) a obra de Brewer é referência internacional até hoje, utilizada principalmente durante a década de 1980. Nesse período a micromorfologia começa a tomar impulso na URSS, no México, em Cuba, na Argentina, na Venezuela e no Brasil.

Fitzpatrick (1980) publica o livro “*The micromorfology of soils*”, visando sistematizar as terminologias e as novas descobertas, enquanto Bullock et al (1985), edita um manual intitulado “*Handbook for soil thin section description*”, que teve participação de pesquisadores de diversos países. O *handbook* se esgotou rapidamente e não foi reeditado. Stoops (1986) publica uma tradução multilíngüe da terminologia e dos conceitos contidos no *handbook*. No Brasil Lima et al. (1985) tomam a mesma iniciativa produzindo um vocabulário de micromorfologia em

português intitulado Terminologia de Micromorfologia do Solo. Curi et al. (1993) amplia o vocabulário em nova publicação: Vocabulário de Ciência do Solo.

Stoops (2003) escreve o livro “*Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*”, sendo este o último livro editado a respeito do assunto.

Castro et al. (2003) ressalta que no Brasil:

As publicações pioneiras utilizando micromorfologia datam da década de 1970 como aquelas a respeito de *cutans* (revestimentos de argilas), de Falci & Mendes (1973); sobre técnicas de impregnação de amostras de solos, de Mendes et al. (1973); sobre argila iluviada e sobre gênese de solos de Piracicaba (SP), ambas de Perecin & Campos (as duas em 1976), uma delas ainda utilizando o termo pedografia; e, finalmente, de Moura Filho & Buol (1976), que ao fazerem um texto em inglês publicado no Brasil, utilizam indicadores micromorfológicos para interpretar a gênese dos pequenos agregados arredondados constituídos de material fino de Latossolo Vermelho Eutroférico de Minas Gerais. Merece ainda destaque a publicação de Dematté et al. (1977) acerca dos solos arenosos, que hoje seriam denominados Neossolos Quartzarênicos, da região de São Pedro (SP), utilizando micromorfologia como técnica auxiliar para as interpretações pedogenéticas, uma das primeiras publicações explicitamente de micromorfologia na Revista Brasileira de Ciência do Solo (CASTRO et al., 2003, p110).

No final da década de 1970 e início da década de 1980, o Brasil firma convênios com Canadá e França, e pesquisadores como Mermut, Chauvel e Delvigne iniciam cursos e pesquisas em nosso país. Chauvel, em 1979, então faz uma primeira apostila de micromorfologia em português. Depois Delvigne (1981) escreve um extenso texto para o “Curso de micromorfologia das alterações minerais”, ministrado na USP, que mais tarde resultou no “*Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering*” (1998). Castro (1989) elabora uma apostila de micromorfologia a partir da compilação de vários autores, em 2002 esta apostila é reeditada e disponibilizada em meio impresso e digital.

Castro et al. (2003) lembram que há poucos laboratórios no Brasil para a preparação de lâminas delgadas de solo, “destacam-se os da Universidade Federal de Pernambuco, do Instituto de Geociências da USP, do Departamento de Solos e Nutrição de Plantas da ESALQ/USP, do Instituto de Geociências da UNESP de Rio Claro e da EMBRAPA - Solos do Rio de Janeiro.”

Na pedologia assunto a que se detém esse trabalho, muitos pesquisadores brasileiros recorreram à micromorfologia para explicar o comportamento, as

transformações verticais e laterais do solo responsáveis pela pedogênese, para caracterizar os horizontes diagnósticos, para compreender os processos de degradação, o movimento hídrico no solo, as neoformações, os processos erosivos, entre outros. Dentre esses trabalhos estão Castro (1989); Castro et al (1993); Cooper (1996 e 1999); Vidal-Torrado (1994); Santos (1995); Cunha (1996 e 2002); Santos, Castro e Salomão (1996); Oliveira (1997); Cunha et al (1999), Gasparetto (1999); Martins (2000); Zago (2000); Furquim (2002); Paisani (2004) e Santos e Castro (2006); entre outros.

2.2.2. Transformações laterais e verticais e a relação morfogênese e pedogênese

Delvigne (1965) estudando a distribuição das catenas na paisagem e sua relação com a alteração do embasamento demonstrou ocorrência de mecanismos de perda, transferências e acumulações que ocorriam do topo à base das vertentes. A partir da década de 1970, com auxílio da análise estrutural da cobertura pedológica, aparecem vários trabalhos com evidências sobre as transformações verificadas na cobertura pedológica, dando ênfase as diferenciações laterais do solo, resultado de mecanismos pedológicos.

Boulet (1990) explica o termo “sistema de transformação”, salientando que “a pedologia considera o solo em formação ou em evolução sob o efeito de fatores pedobioclimáticos, que intervêm sobre a alterita, provocando redistribuição, reestruturação e organizações em horizontes”. Esses horizontes se sucedem verticalmente numa série de organizações elementares derivando uma da outra.

Segundo Boulet (1990):

Nessas coberturas as variações laterais são geralmente muito pouco acentuadas e gradativas. Os horizontes são mais ou menos concordantes com as superfícies que ocupam. As organizações laterais que os caracterizam formam-se e renovam-se: pode-se considerar que essas coberturas estão em equilíbrio dinâmico com o meio. Entretanto, se as condições do meio modificam-se no espaço e/ou no tempo, suficientemente para que as condições pedoclimáticas escapem do domínio de equilíbrio das organizações elementares, aquelas se tornam instáveis: elas se transformam para dar origem a novas estruturas em equilíbrio com as novas seqüências de organizações elementares, que interrompem, a um nível variável, aquelas da cobertura inicial.

Essas novas organizações se sucedem de maneira ordenada, são discordantes em relação àquelas da cobertura inicial e se propagam

lateralmente à custa desta. Formam-se, assim, associações organizadas, que têm sido denominadas 'sistemas de transformação', porque elas correspondem à transformação de uma cobertura inicial em outra cobertura, com organização e dinâmica por vezes muito diferente. É preciso afirmar, contudo que o domínio onde se verifica atualmente essa transformação ocupa freqüentemente uma fração reduzida da paisagem (BOULET, 1990).

Apesar de Boulet (1990) atribuir as transformações laterais às condições pedoclimáticas, nesse mesmo artigo os autores citam o trabalho de Queiroz Neto et al. (1981), no qual o desequilíbrio pedológico é atribuído ao aprofundamento relativo do nível de base, sem intervenção de fatores climáticos.

No Brasil em regiões com alternância de estações secas e úmidas é comum encontrar frentes de transformação pedológica entre Latossolo e Argissolo e de Argissolo para Neossolo Quartzarênico. Há uma série de interpretações a respeito das transformações laterais. Para compreender essas transformações se faz necessário entender os mecanismos de gênese desses solos.

2.2.3. Gênese de Latossolos

De acordo com Santos (2000), há uma divergência entre diversos autores sobre o processo de formação dos latossolos.

De acordo com o Sistema Nacional de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006) os latossolos são solos minerais, em avançado estágio de intemperização, como resultado de enérgicas transformações no material constitutivo. São virtualmente destituídos de minerais primários ou secundários menos resistentes ao intemperismo. Apresentam capacidade de troca de cátions da fração argila baixa, comportando variações desde solos predominantemente cauliniticos, com valores de Ki mais altos, em torno de 2,0, admitindo o máximo de 2,2, até solos oxídicos de Ki extremamente baixo. São bem drenados e profundos com seqüência de horizontes A, B e C com pouca diferenciação, apresentando transições difusas ou graduais.

Esses solos são típicos de regiões tropicais ou equatoriais, e está associado a áreas de relevo pouco movimentado, composto por colinas amplas e em topos aplainados de colinas médias. Sua origem está associada a processos de intensa lixiviação que provoca o aprofundamento do perfil por drenagem interna predominantemente vertical e enriquecimento em óxidos de ferro e/ou alumínio.

Cooper (1999) faz uma extensa revisão bibliográfica a respeito da gênese dos latossolos onde cita diversos autores. Aqui em destaque segue as interpretações de Beudou (1972), Beudou et al. (1987), Pedro et al. (1976) e Bitom & Vokoff (1991).

Beudou (1972) ao estudar os solos ferralíticos da República Centro-Africana constatou que a estrutura microagregada está intimamente ligada à pedogênese ferralítica e que apresentam uma estrutura complexa com um núcleo rico em óxidos e hidróxidos de ferro envolvido por uma camada de fundo matricial pouco modificado e que a argila dessa camada apresenta-se orientada (BEAUDOU et al. 1987). A formação de microagregados é acompanhada por uma modificação do plasma que pouco a pouco vai se individualizando e passa de massépico para insépico ou assépico. Ele explica porque a porosidade fissural que existe quando os microagregados são formados se transforma em porosidade de empilhamento, onde os microagregados estão bem individualizados.

Pedro et al. (1976), demonstraram a formação de uma Terra Roxa Legítima (Latossolo) a partir de uma Terra Roxa Estruturada (Nitossolo). Eles dividiram o processo em cinco estágios:

- No primeiro, parte-se de um plasma formando uma massa contínua;
- No segundo, processos de expansão e contração ocorrem e desenvolvem uma rede de fissuras permitindo a circulação de água e ar;
- No terceiro, essa circulação de água elimina progressivamente cátions e, ao mesmo tempo, os elementos de transição presentes nos óxidos de ferro, resultando numa evolução das formas de ferro nas proximidades das fissuras que provoca uma grande opacidade das periferias;
- No quarto, a evolução continua no córtex e a microestrutura se transforma dando origem progressivamente a uma porosidade "contornada"; finalmente esta transformação ocorre em todo o material formando a estrutura microagregada. Forma-se assim uma estrutura em "pó de café" que corresponde ao Latossolo Roxo que é muito evoluído.

Para Chauvel et al. (1977) a formação dos microagregados do solo é originada por processos de eliminação dos cátions básicos e parte da sílica, restando partículas argilosas, óxidos de ferro e alumínio associadas a pseudopartículas inativas. A formação dos microagregados passaria primeira por uma fase em que o plasma maciço sofre inchaço e contração, fissurando-se e posteriormente os cátions ligados à essas partículas seriam lixiviados, acumulando-se ferro (ferritização), esse sofreria uma cristalização progressiva contribuindo para a microagregação a partir de micronodulações.

Ao contrário Muller (1977), interpretou a formação de microagregados como resultado de um processo inicial de fragmentação do fundo matricial que ocorre nos horizontes mais profundos e compactos, acompanhado de individualização progressiva do plasma em organizações elementares tridimensionais em direção à superfície, sendo esse processo físico e não químico. Bitom & Volkoff (1991), lembram que Chauvel trabalhou no Senegal, onde ocorrem climas sazonais contrastados, com alternância de estações secas e úmidas, enquanto Muller (1977), trabalhou na República de Camarões sob clima sub-equatorial. Ressalta que no primeiro caso os microagregados são isotrópicos, enquanto no segundo são anisotrópicos.

Bitom & Volkoff (1991) constataram a justaposição das interpretações tanto de Chauvel quanto de Muller numa mesma toposseqüência, estudadas por eles no Senegal. Chamaram a atenção para a importância do lençol freático nesses processos, quanto mais profundo, mais importante o processo de umectação e dessecação, quanto mais próximo a superfície mais importante o processo de micronodulações.

Muitos autores chamam a atenção para a contribuição da mesofauna associada a processos físicos e químicos na formação da estrutura microagregada dos latossolos.

2.2.4. Gênese de Argissolos e bandas onduladas

De acordo com o Sistema Nacional de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006), os argissolos são constituídos de material mineral, que têm como

características diferenciais a presença de horizonte B textural. Esses solos apresentam um evidente incremento no teor de argila do horizonte superficial para o horizonte B, com ou sem decréscimo para os horizontes subjacentes. A transição entre o horizonte A e Bt é geralmente clara, abrupta ou gradual. São solos de profundidades variáveis, desde forte a imperfeitamente drenados. A textura varia de arenosa a argilosa no horizonte A e de média a muito argilosa no horizonte B textural.

São solos fortes a moderadamente ácidos, com saturação por bases alta ou baixa, predominantemente cauliniticos e com relação molecular K_1 , em geral, variando de 1,0 a 3,3.

Castro (1989) apresenta uma revisão bibliográfica bem completa a respeito da gênese do horizonte Bt, citando diversos estudos realizados do Brasil. A autora apresenta uma discussão sobre a evolução das pesquisas sobre a gênese dos podzólicos, hoje com boa parte deste tipo de solo enquadrado nos argissolos.

Muitos trabalhos realizados no Brasil, principalmente da década de 1970 atribuíam a formação dos argissolos a ciclos erosivos e deposicionais induzidos por modificações climáticas pós-cretácicas. Embora não explicassem claramente o processo de formação do horizonte Bt.

Lepsch (1975) e Carvalho (1976) discutiram os mecanismos de e-iluviação entre os horizontes A e B, explicando que esse processo se deve à migração de argila favorecida pelo rompimento das ligações com o óxido de ferro resultando na concentração residual de areia no horizonte A e de argila iluvial no horizonte B. Lepsch (1975) atribui o acúmulo de argila à uma filtragem no horizonte B por porosidade diferencial, à ação eletrolítica, o tipo de húmus e sugere uma posterior flocculação dessa argila dispersa por atração de partículas eletropositivas. Carvalho (1976), atribui os acúmulos de argila à superfícies erosivas e deposicionais.

Castro (1989) acrescenta que a partir do estudo de lâminas delgadas de solo é que se começa a entender os mecanismos de formação do horizonte Bt. Lepsch et al. (1977), levanta questões como circulação lateral da argila no topo do horizonte subsuperficial, acompanhada da redução de óxidos de ferro hidratados. Sugere

ainda que isso se deve ao aumento da umidade acima do horizonte B textural em razão da diferença de porosidade, fazendo com que haja migração de água lateral e descendente. Esse processo é favorecido, nesse local, pela diminuição do oxigênio quando em atividade biológica alta, provocando redução e remoção dos óxidos de ferro, liberando assim a argila para a lessivagem que migrariam para o horizonte sotoposto mais argiloso.

Castro (1989), lembra que Perecin & Campos (1976) ao estudarem lâminas delgadas encontraram argila iluviada no horizonte B retrabalhado, constituindo quase-cutãs com grau de separação moderado a fraco em relação ao fundo matricial, e constaram também áreas em que o plasma foi totalmente iluviado sugerindo seu transporte para o horizonte inferior. Reconheceram ainda ferrãs e argilãs mais claras, mais estratificadas e orientadas e, outras menos orientadas e estratificadas, constatando que se tratava de sucessivos ciclos de iluviação. Os autores assinalaram também que na estrutura da base (fábrica), a ocorrência de argila iluviada em horizontes com fábrica porfirosquélica, a fábrica intertêxtica dos horizontes inferiores e a ocorrência de microáreas com argila iluviada preenchendo vazios da fábrica porfirosquélica sugerem que todo o perfil pode ter apresentado essa fábrica no início do processo de iluviação. Os autores chamam a atenção para a passagem de horizontes óxicos para argílico e vice-versa, observando que em regiões quentes e úmidas esses processos podem ocorrer juntos.

Muitos trabalhos foram desenvolvidos demonstrando a desestabilização do horizonte Bt a partir da eliminação preferencial do óxido de ferro como Boulet (1976), Chauvel (1977), Chauvel et al (1977), Boulet et al. (1979, 1984), Queiroz Neto et al. (1981), entre outros.

Castro (1989), a partir de análises físicas, químicas e microscópicas constatou um mecanismo de degradação (desorganização, perda, transformação) e de agradação (acumulações absolutas e residuais) entre os horizontes A e Bt ao longo da vertente e descendentemente. Constatou processos de hidromorfia suspensa na sua superfície do Bt que provocariam a redução do óxido de ferro e desestabilização do Bt, restando feições testemunhas desse processo, as bandas onduladas. A agradação do Bt por processos de iluviação da argila e segregação do ferro que se depositariam nos poros. Constatou também a presença do Bw residual

na base do perfil. A autora atribuiu esse processo a ciclo de umectação e dessecação controladas pela sazonalidade climática.

As bandas onduladas vêm sendo investigadas em solos derivados de rochas sedimentares e em sedimentos arenosos desde o início do século XX, (RAWLING, 2000). A partir da década de 1960 passam a receber a denominação morfológica sem conotação genética de lamelas (SOIL SURVEY STAFF, 1960). Sua ocorrência pode evidenciar tanto processos pedogenéticos, quanto depósitos sedimentares. Quando sedimentares auxilia para reconstituir o ambiente deposicional, inclusive a velocidade de fluxo e a carga de sedimentos em ambientes fluviais (RAWLING, 2000). De origem pedogenética podem facilitar na compreensão dos processos de evolução dos solos e relevos. Em ambos os casos, compreender os mecanismos de formação das lamelas é de extrema importância para a geomorfologia. Rawling (2000) adverte que em razão das várias origens das lamelas, não há uniformidade de terminologias, podendo assim, ocorrer confusão entre os geomorfólogos.

Santos e Castro (2006) sintetizando os apontamentos de Rawling (2000) e Paisani (2004), cita os vários nomes atribuídos às lamelas: bandas texturais, lamelas texturais, bandas argilosas, bandas argilo-ferruginosas, em decorrência de sua constituição; ou multibandas vermelho-amarelas em razão da sua cor; ou ainda como estruturas de dissipação, estruturas de infiltração, estruturas iluviais, sedimentares, ilúvio-sedimentares e similares devido aos processos e mecanismos de sua formação. Santos e Castro (2006) lembram ainda que no Brasil o termo mais utilizado para essas feições são bandas onduladas, geralmente para as de origem pedogenéticas.

Rawling (2000) detalha três tipos distintos de lamelas: as feições formadas durante a deposição do material de origem (petrogenéticas), essas são paralelas entre si e contém argila fracamente desenvolvida e silte constituindo estruturas sedimentares; as formadas por iluviação de argila na forma de revestimentos e pontes e também controladas por propriedades herdadas do material de origem (pedo-petrogenéticas) e; as formadas apenas por iluviação de argila (pedogenéticas) que são paralelas ao terreno, ocorrem em materiais não estratificados ou configuram estruturas sedimentares cruzadas e cortadas. No trabalho aqui apresentado será dado enfoque às lamelas de origem pedogenéticas, sendo assim desnecessário

alongar-se na discussão a respeito das lamelas de origem petrogenéticas ou pedo-petrogenéticas.

A respeito das lamelas pedogenéticas Rawling (2000), revisando diversos estudos de caso, esclarece que muitos documentam que a origem das lamelas se deve tanto a mecanismos físicos, quanto químicos. Desse modo, provavelmente se aceita que as lamelas formam-se sob uma variedade de condições pedogenéticas e por muitos mecanismos, como por exemplo, mudança temporária no pH dos solos, que ora deixariam a argila dispersa e ora floculada. E frentes de molhamento e secagem do solo, dessa forma a argila migraria com a água até atingir o fim dessa frente de molhamento, o ferro disperso na água seria o agente floculante dessa argila que se depositaria nos poros.

Santos e Castro (2006) esclarecem que no Brasil o termo mais consagrado atribuído às lamelas é o de bandas onduladas. Os autores também lembram que até a década de 1980, os trabalhos publicados consideravam as bandas onduladas como estruturas de dissipação, estruturas sedimentares herdadas do arenito realçadas pela pedogênese ou ainda produto de coluvionamentos argilosos. Enfim, todos de origem sedimentar, seguindo uma tendência mundial em relação à interpretação das lamelas.

Foi a partir da década de 1980, sobretudo na década de 1990, como observa Santo e Castro (2006), que as bandas onduladas passam a ser mais estudadas, particularmente por pedólogos em perfis de Argissolos e de Neossolos Quartzarênicos. Como resultado desses estudos surge uma nova interpretação, de que as bandas onduladas seriam feições residuais da transformação de horizontes Bt em E dos argissolos, em consequência de mecanismos de e-iluviação associada a fenômeno de degradação atual por hidromorfia suspensa no horizonte B.

Santos e Castro ressaltam que:

[...] antes da década de 1980, tanto no Brasil como no exterior, os estudos comumente não utilizavam micromorfologia, análises geoquímicas e cristalóquímicas detalhadas das bandas, dos horizontes ou subhorizontes interbandas e dos horizontes relacionados, tampouco as estudavam em *continuum*, isto é, ao longo de sua trajetória, ou seja, de seu aparecimento até o seu desaparecimento, no sentido lateral, incluindo os horizontes associados, na busca de evidências de filiações

genéticoevolutivas entre elas, os horizontes e as formas das vertentes. Pela aplicação desse procedimento, merecem destaque Castro e Curmi (1987) e Castro (1989) por terem sido pioneiros no país na adoção desses princípios de observação, coleta e estudo microscópico e analítico das bandas onduladas (SANTOS e CASTRO, 2006, p. 45).

Castro (1989) fez várias constatações que comprovavam o fato de que as bandas onduladas são feições residuais do horizonte Bt, como por exemplo:

- bandas onduladas conectadas ao horizonte Btg através de semi-arcos projetados para jusante, denominados de pendúculos;
- estudos macro e micromorfológicos acompanhando toda a trajetória das bandas na vertente constataram filiações genéticas entre os horizontes Bt, Btg e E, como por exemplo, feições de iluviação, semelhantes às do Bt; na base das bandas;
- as bandas ainda guardavam feições de iluviação, apresentando macroporos ainda com revestimentos cauliniticos-ferruginosos e sinais de segregação pós-deposicional do ferro por hidromorfia e de dispersão das caulinitas, resultando em feições iluviais zonadas, laminadas e microlaminadas. Castro (1989) observou também sinais de iluviação sem evidências de segregação, esses exclusivos da trajetória final das bandas conectadas;
- identificou a partir de microscopia eletrônica de transmissão, de varredura e microanálise, micro-caulinitas revestindo discordantemente as feições iluviais segregadas nos macroporos e pontes ou películas residuais de argila não iluvial entre os grãos primários ou envolvendo-os, concomitantemente com um aumento de pH e de Ki. Identificou também traços de esmectita aluminosa e illita na argila do topo do Btg e à jusante e nas bandas conectadas, confirmando ciclos de fluxos verticais e laterais que conduziam à degradação e recomposição das caulinitas associadas ao processo de transformação lateral dos Latossolos em Argissolos;
- constatou predomínio de porosidade cavitária de dissolução do plasma inicial nesse meio hidromórfico da base das lamelas e no topo do Btg, responsável pela instabilização do plasma e sua subsequente remoção, seguida de concentração residual de areia acima delas, formando o horizonte E;
- identificou fenômenos de peneiramento, como sugere Santos e Castro (2006) para o termo “decantação simples”, recentes na parte superior das bandas onduladas e mais antigos na parte inferior, estes com sinais atuais de

hidromorfia; no Bt esse fenômeno se repetiria, aprofundando-o à medida que a remoção prosseguia, formando novos bolsões eluviais tendo uma banda como teto;

Castro (1989) chama a atenção também para o processo de degradação das bandas onduladas que se daria com o rebaixamento do horizonte Btg e concomitantemente com a eluviação da parte inferior da própria banda, resultando em bandas mais finas, suspensas e descoloridas na massa arenosa, de concentração residual. Dessa forma, a degradação das bandas onduladas para jusante dependeria diretamente dos fluxos hídricos laterais, da hidromorfia e da eluviação, sendo iluviação, incapaz de recuperar as perdas.

A autora chama a atenção também para o desmantelamento das bandas. Ocorrem trechos das bandas onduladas com coalescência de cavidades e grãos menores do esqueleto menores redistribuídos e envolvidos por plasma.

A partir das constatações e da aplicação de novos procedimentos de investigação, algumas interpretações começam a ser revistas. Muitos estudos e constatações foram realizados a respeito da origem das bandas onduladas, dentre esses estudos estão os de Queiroz Neto et al (1981), Castro (1989); Castro et al (1993); Vidal-Torrado (1994); Santos (1995); Cunha (1995); Santos, Castro e Salomão (1996); Cunha et al (1999), Paisani (2004) e Santos e Castro (2006).

Furquim (2002) fazendo uma relação entre solo e modelado do relevo, também estudou bandas onduladas em Neossolo Quartzarênico situado no terço superior de uma vertente em São Pedro (SP). A autora menciona processos de eluviação, mas não encontrou situações de hidromorfia suspensa, atribuindo a origem das bandas apenas a processos de peneiramento, devido à baixa quantidade de plasma (material fino) contido no solo. Furquim (2002) justifica suas afirmações apoiada em experiências realizadas em laboratório por Bond (1986), este autor mostrou que a adição de água destilada em uma coluna de areia com pequena quantidade de argila provoca a movimentação do material coloidal e sua posterior deposição concentrada em bandas. Ela ainda ressalta que as bandas possuem tanto plasma típico de iluviação de argila quanto plasma asséptico, muito semelhante em cor e estrutura ora ao plasma do horizonte AE, nas bandas menos profundas, ora ao

plasma dos horizontes C-1, nas bandas mais profundas. Desta forma, parece que as bandas e interbandas instalaram-se em um antigo limite entre o horizonte superficial e outro mais profundo, e o plasma que não testemunha o processo de iluviação seria relíquia do já existente previamente. Desta forma, o material que é provavelmente relíquia pode ter funcionado como uma peneira para a deposição do plasma nas bandas.

Desta forma Furquim (2002) afirma que:

Em suma, ocorre uma redistribuição interna de matéria no Neossolo Quartzarênico, criando zonas com menor e maior densidade no interior dos solos, o que poderia desencadear um rebaixamento da superfície. As interbandas seriam as principais zonas de perda de matéria, possuindo textura areia, cerca de 5% de plasma (com estrutura sépica ou asséptica) e menor porcentagem de partículas de esqueleto em relação às bandas. Cada banda seria uma zona com feições de acumulação, mas que ainda guardaria relíquias do material ali presente antes da instalação do processo. Esta associação de materiais caracterizaria estas bandas pela textura areia franca ou franco-arenosa e, nas lâminas, pela maior quantidade de plasma (semelhante ao da interbanda ou com orientação moderada a forte) e de esqueleto do que nas interbandas (FURQUIM, 2002, p. 128).

2.2.5. Gênese de Neossolos Quartzarênicos

No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006) os Neossolos Quartzarênicos são definidos como:

[...] solos sem contato lítico dentro de 50cm de profundidade, com seqüência de horizontes A-C, porém apresentando textura areia franca em todos os horizontes até, no mínimo, a profundidade de 150cm a partir da superfície do solo ou até um contato lítico; são essencialmente quartzosos, tendo nas frações areia grossa e areia fina 95% ou mais de quartzo, calcedônia e opala e, praticamente, ausência de minerais primários alteráveis (EMBRAPA, 2006, p.182).

Oliveira (1997) realizou uma extensa revisão bibliográfica a respeito da origem das Areias Quartzosas (Neossolos Quartzarênicos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos).

Os Neossolos Quartzarênicos ocupam geralmente áreas de relevo plano ou suavemente ondulado e são geralmente derivados de arenitos. Oliveira et al. (1992) explicam que as Areias Quartzosas faziam parte da mesma classe de solos denominada Regossolos e, a partir da década de 1960, ocorreu o desmembramento dessa classe em duas. A diferenciação entre Areias Quartzosas e Regossolos estava

no teor de minerais primários intemperizáveis que é inexistente na primeira e mais elevado na segunda. Atualmente os dois tipos de solos ocupam a mesma classe e são ambos denominados Neossolos, entretanto no segundo nível de classificação eles se desmembram em Neossolos Regolíticos e Neossolos Quartzarênicos (EMBRAPA, 2006).

Oliveira (1997) esclarece que nos NEOSSOLOS QUARTZARÊNICOS o teor de argila atinge no máximo 15% e zero de silte podendo alcançar a 30% quando se tem zero de argila. E ainda,

(...) esses solos podem apresentar horizonte A moderado ou fraco, raramente proeminente ou turfoso, seguindo um horizonte C solto e muito friável e pouco diferenciado. São solos geralmente álicos ou distróficos, com baixa capacidade de retenção de cátions (raramente diminuem em profundidade, atingindo menos de 0,5 meq/100g de solo. Quando há uma tendência ao aparecimento de um horizonte B incipiente, estes solos já podem ser considerados intermediários para Latossolos, para Argissolos, para Plintossolos ou para Podzols, dependendo das áreas onde se encontram (OLIVEIRA, 1997, p. 32).

Oliveira mostra, no quadro 2, uma síntese das características das Areias Quartzosas a partir de vários autores. Muito do que a autora escreveu está relacionado à origem das Areias Quartzosas da região de São Pedro em São Paulo, área de ocorrência da Formação Pirambóia. Nessa região aparecem bandas onduladas nas Areias Quartzosas associadas aos Podzólicos (Argissolos). Há diversas interpretações e caracterizações para a origem das Areias Quartzosas nessa região, alguns autores as tratam como sedimentos (sedimentos neoceno-zóicos, depósitos modernos, Formação Rio Claro), outros como formadas a partir desses depósitos (COUTARD et al, 1978; DEMATTÊ E HOLOWAYCHUK, 1977a e 1977b).

Na região Noroeste do Paraná, os Neossolos Quartzarênicos são derivados da Formação Caiuá. De acordo com vários trabalhos já realizados na região, esse tipo de solo ocorre em relevo suave ondulado, se restringe geralmente a baixa vertente ou circundando áreas embaciadas. Via de regra, os Neossolos

Quartzarênicos surgem a partir de horizontes eluviais e evoluem remontantemente sobre os Argissolos.

Observando diversos trabalhos realizados no noroeste do Paraná percebe-se que a evolução remontante dos Neossolos Quartzarênicos está relacionada a oscilações do lençol freático, essas evidências podem ser vistas nas toposseqüências realizadas por Gasparetto (1999) e Martins (2000).

Quadro 2: Síntese das características das Areias Quartzosas segundo vários autores (OLIVEIRA, 1997)

Autor	Denominação empregada	Porcentagem de argila	Porcentagem de silte	Porcentagem de areia	S	T	V%	pH	Características micromorfológicas
SETZER (1949)	Solos do Grupo 11	baixa	baixa	-----	-----	-----	-----	solos ácidos	-----
BRASIL (1960)	Regosol	1 a 5%	0,2 a 2,6%	93 a 98% (soma das areias grossa e fina)	0,26 a 0,60% meq/100g	0,86 a 4,34 meq/100g	13,8 a 30,2%	-em água= 4,6 a 5,5 -em KCl= 3,9 a 4,3	-----
DEMATTE (1977)	Areias Quartzosas	4 a 10%	< 2%	> 80% de areia fina	0,3 a 1,1 meq/100g	1,5 a 6,8 meq/100g	3 a 13%	-em água= 4,6 a 4,9 -em KCl= 4,2 a 4,6	estrutura plásmica opaca
EMBRAPA (1988)	Areias Quartzosas (solos com hor. C areno-quart. e hor. A fraco)	-----	-----	-----	-----	-----	baixos teores	-----	-----
PRADO (1995)	Areias Quartzosas	< 15% (argila + silte)	< 15% (argila + silte)	-----	-----	-----	< 50%	-----	-----
OLIVEIRA & MENK (no prelo)	Areias Quartzosas	< 15%	-----	> 70% (sendo que 55%=areia fina e 35% areia grossa)	1,1 meq/100g de solo no hor. superficial e 0,6 no hor. subsup.	-----	-----	-em água= 5,4 no horizont sup. e 4,9 no hor. subsup.	-----

2.2.6. O papel do fluxo hídrico subsuperficial na diferenciação dos horizontes e solos e transformações laterais

Entender a dinâmica do fluxo hídrico subsuperficial tem grande importância para compreensão a respeito das transformações laterais e verticais dos solos. Zago (2000) salienta que as propriedades físicas dos solos (textura, estrutura, densidade e porosidade) afetam o comportamento hídrico do solo e estão relacionadas com todas as outras propriedades (químicas, físico-químicas e biológicas) do solo.

A estrutura e a textura do solo são consideradas os principais fatores que controlam vários processos dentro do solo, em particular os processos de

transferência da água, pois a porosidade está intrinsecamente relacionada a estas duas propriedades. Os solos arenosos possuem uma condutibilidade saturada mais elevada do que os solos argilosos, assim como solos com estrutura granular conduz água com maior rapidez do que aqueles com estruturas instáveis, onde partículas de granulometria mais fina podem obstruir os poros, além disso, solos com estruturas poliédricas, geralmente com muita argila, quando em contato com a água hidratam, diminuindo o tamanho dos poros e prejudicando a condutividade hidráulica.

Brady (1989) se encontra uma explicação clara e objetiva a respeito da relação entre tamanho dos poros e condutividade hidráulica. O autor esclarece que “o fluxo de água sob condições de saturação é determinada por dois fatores principais: a força hidráulica que propulsiona a água ao longo dos solos e a maneira pelo qual os poros do solo possibilitam a movimentação da água” (BRADY, 1989, p. 102). Salaria ainda que o fluxo da água pode ser horizontal ou ascendente, mas sempre será mais rápido verticalmente devido à força da gravidade. Além disso, a condutividade hidráulica depende da textura do solo, quanto mais arenoso, mais rapidamente a água irá percolar nos poros. Demonstra também que esse fato foi comprovado durante um ensaio de irrigação onde a água percorreu 150cm de profundidade em 24 horas em solo franco-arenoso, enquanto em um solo franco-argiloso a água demorou cerca de 48 horas para percorrer os mesmos 150cm. O autor lembra qualquer fator que exercer influência sobre o tamanho e configuração dos poros do solo, exercerá influência sobre a condutividade hidráulica também.

A respeito do tamanho dos poros Brady (1989) esclarece que:

a razão do fluxo total nos poros do solo é proporcional à quarta potência do raio; assim, o fluxo através dum poro com 1mm de raio é equivalente ao de 10.000 poros com um raio de 0,1mm, embora sejam apenas necessários 100 poros com raio de 0,1mm para fornecer a mesma área com corte transversal de um poro de 1mm (BRADY, 1989, p. 104).

Conforme o exposto acima fica claro que os macroporos são responsáveis pela percolação da água no solo principalmente durante as precipitações, já os microporos estão dispostos em forma de capilares contínuos de pequeno comprimento que se dirigem em muitas direções diferentes, e por terem um diâmetro bem menor em relação aos macroporos, tem maior capacidade de resistir à perda

de água, devido a ligações iônicas e intermoleculares. Além disso, a velocidade de percolação da água por esses poros é muito mais lenta.

Em solos com gradiente textural conhecer os tipos de poros, a conectividade entre eles e a distribuição desses poros de acordo com o tamanho é mais importante do que determinar a porosidade total, pois esses fatores irão fornecer subsídios para a compreensão da condutividade hidráulica tanto no perfil quanto ao longo da vertente.

Robain & Curmi (1986) mostraram, por exemplo, que para dois horizontes pedológicos caracterizados pelos mesmos constituintes, mas apresentando estruturas muito contrastadas, as curvas de retenção apresentavam formas bem diferenciadas.

Grimaldi & Boulet (1989) estudando solos da Guiana demonstraram que o comportamento hídrico dos solos modifica-se de acordo com sua estrutura, e salientaram a importância dos macroporos para o fluxo hídrico subsuperficial.

Zago (2000) em sua revisão bibliográfica chama a atenção para os trabalhos a respeito de condutividade hidráulica realizados em Argissolos, todos apresentam maior porcentagem de macroporos nos horizontes superiores (Ap e E) e menor porcentagem no horizonte Bt, assim com maior concentração de microporos no horizonte Bt e menor nos horizontes superiores, outros chamam a atenção para o arranjo espacial dos poros nesses horizontes (CASTRO, 1989; SALOMÃO, 1994; VITAL-TORRADO, 1994; SANTOS, 1995; COOPER, 1996; CUNHA, 1996, DIAS FERREIRA, 1997)

Santos (1995), fazendo uso da micromorfologia para estudar solos em Bauru (SP), constatou que a morfologia mais aberta da macroporosidade e o seu maior grau de interconexão estavam associados à maior condutividade do horizonte Bw do que no Bt, com porosidade fissural, menos interconectada e mais fechada. Outros autores perceberam porosidade cavitária forte e coalescente, configurando uma “fusão” entre um poro e outro, como se estivessem perdendo matéria na transição entre o horizonte E e Bt (CASTRO, 1989; VITAL-TORRADO, 1994; COOPER, 1996; CUNHA, 1996, OLIVEIRA, 1997; entre outros).

Zago (2000) estudando o comportamento físico-hídrico num sistema pedológico em Mamborê (PR), sistema bem parecido com o que está sendo apresentado nessa dissertação, constatou através de leituras de condutividade hidráulica realizadas em campo, após 2 horas de uma chuva de 44,5mm, presença de lençol freático suspenso temporário próximo à superfície (nos primeiros 30cm) e mais em profundidade, sobre o horizonte Bt. Esse lençol freático sobre o Bt desaparecia próximo ao sopé da vertente. Após 14 horas cessou o fluxo próximo da superfície, assim como diminuiu em toda a vertente, entretanto o lençol suspenso sobre o horizonte Bt permaneceu por mais 2 dias. O autor chama a atenção também para os dados químicos, expondo que o solo apresentou baixos teores de todos os elementos analisados, porém mesmo em baixa quantidade esses elementos são responsáveis por processo de e-iluviação. Além disso, o autor expõe que há uma quantidade maior de carbono orgânico no contato entre horizonte E e Bt.

Cunha (2002) fez várias constatações a respeito da dinâmica hídrica superficial e subsuperficial, atuantes num sistema pedológico constituído por Latossolo e Argissolo no município de Cidade Gaúcha (PR), sobre arenitos da Formação Caiuá, sistema bem semelhante ao apresentado nessa dissertação.

De acordo com Cunha (2002) a cobertura latossólica apresenta maior dificuldade de infiltração da água na parte superior no setor de alta e média vertente, criando dessa forma, condições para o desenvolvimento de fluxos hídricos laterais acima deles, já em profundidade os dados de condutividade hidráulica confirmam as condições para a vigência de fluxos hídricos verticais.

Na cobertura argissólica Cunha (2002) constatou que embora tenha condutividade hidráulica globalmente menor do que na latossólica, ela apresenta um gradiente vertical que cria condições para a existência de fluxos com maior velocidade na porção superior (horizonte AE e topo do Bt) e menores abaixo, gerando assim, fluxos hídricos laterais nos primeiros que certamente atingem a capacidade de campo e mesmo saturam antes dos subjacentes.

Na alta-média vertente, na transição entre o latossolo e argissolo o autor detectou condições para ocorrência de fluxo hídrico lateral suspenso em virtude de características morfológicas, físicas e químicas que mostraram a ocorrência de

eluviação nesse setor. Mais a jusante esse fluxo se une a um mais próximo da superfície e ocorre em incremento que provoca o espessamento do AE.

Analisando os dados acima fica claro a necessidade da compreensão da dinâmica vertical e lateral do fluxo hídrico, seja superficial ou subsuperficial, para uma interpretação coerente sobre a modelagem e dinâmica dos sistemas pedológicos na paisagem. Compreende-se também a importância da porosidade de cada horizonte na dinâmica hídrica subsuperficial, tanto Zago (2000) quanto Cunha (2002), chamaram a atenção para os lençóis suspensos e para a migração de água nos poros após as precipitações, percebendo várias frentes de molhamento e secagem verticais. Constataram também os incrementos no fluxo à medida que se avançava à jusante da vertente caracterizando fluxos laterais subsuperficiais. Perceberam a convergência de fluxos hídricos suspensos de horizontes distintos à medida que se seguia na vertente gerando novos horizontes, caracterizando assim, transformações laterais.

Muitos estudos do noroeste do Paraná buscaram explicar a participação dos fluxos hídricos laterais subsuperficiais nas transformações laterais remontantes dos solos e chegaram a conclusões semelhantes (NÓBREGA et al., 1992; GASPARETTO et al. 1995; CUNHA, 1996; GASPARETTO, 1999; NAKASHIMA, 2000; MARTINS, 2000; CALEGARI, 2000; Cunha 2002; entre outros). Uma das constatações é a respeito da origem e evolução remontante do Neossolo Quartzarênico. Todos concordam que o processo de eluviação intenso que degrada rapidamente o horizonte Bt acontece devido à circulação hídrica rápida e intensa a partir da média vertente onde acontecem mudanças na morfologia das vertentes e aumenta a declividade. Esse fluxo hídrico é responsável pelas perdas e transferências de constituintes em solução e/ou suspensão dos horizontes A e E, gerando perdas maiores do que acumulações no Bt na baixa vertente, provocando rebaixamento, o que justifica a convexidade das vertentes no terço inferior.

Nesse trabalho não foram realizados ensaios a respeito do fluxo hídrico subsuperficial, entretanto, reconhece-se a sua grande importância na diferenciação dos horizontes e nas transformações laterais do solo. Assim procurou-se apoiar-se na bibliografia e na análise micromorfológica de lâminas delgadas de solo para

inferir a respeito da porosidade, da diferenciação dos horizontes e sobre as transformações laterais e verticais do solo.

2.2.7. Dinâmica do ferro em solos tropicais

A dinâmica do ferro tem grande importância nas transformações laterais e em solos tropicais.

Nas regiões tropicais a drenagem intensa e a acidificação da água em razão da degradação da matéria orgânica e conseqüente produção de CO₂, são os principais agentes de alteração da rocha. Sob ambiente com pH entre 5,5 e 6, o alumínio e o ferro são praticamente insolúveis e acumulam-se na forma de óxidos e hidróxidos nos perfis de alteração. Por outro lado, os elementos alcalinos e alcalinos-terrosos são total ou parcialmente lixiviados do meio. A sílica é lentamente mobilizada e parte dela combina-se com o alumínio formando argilominerais durante o processo de hidrólise. A intensidade desse processo que, em grande parte, vai determinar a constituição mineralógica dos solos nessas regiões. Esses solos ricos em óxidos de ferro e de alumínio são denominados por muitos autores como lateritas.

De acordo com Melfi & Pedro (1977) apesar das lateritas se desenvolverem em clima quente e úmido, a temperatura e a umidade podem atuar de forma diferenciada, quanto à intensidade e o grau de atuação. Os autores apresentam três situações:

- Meio úmido e permanentemente percolado, com condições de hidrólise privilegiadas, desenvolvendo-se latossolos e materiais ricos em gibbsita;
- Meio úmido saturado ou não, correspondendo à zona de oscilação do nível hidrostático. Nestas condições as oscilações entre o meio saturado e o meio livre leva à formação de concreções ferruginosas;
- Meio com alternância de condições de umidade e ultraseco. Comum em regiões tropicais onde o solo é ressecado na estação seca, podendo formar perfis encouraçados.

Segundo Kämpf & Curi (2000), os óxidos de ferro são comuns em solos e sedimentos e compreendem vários minerais que têm sua formação influenciada pelas condições do ambiente.

A concentração de óxidos de ferro em solos podem variar de < 1 e > 500 g Kg⁻¹, estando relacionada com o material de origem, grau de intemperização e com processos pedogenéticos de acumulação ou remoção.

Os óxidos de ferro imprimem coloração característica aos solos, mesmo quando presentes em pequenas quantidades e podem ocorrer homogeneamente distribuídos na matriz do solo ou concentrados na forma de ferricretes (crosta de ferro), camadas, horizontes, nódulos, mosqueados, plintita, etc.

Por sua baixa solubilidade esses minerais podem persistir por muito tempo no solo, mesmo que as condições do ambiente tenham mudado, sendo, portanto, os óxidos de ferro, de grande utilidade para diagnosticar mudanças ambientais.

Uma vez formados, as fases minerais, a composição e a distribuição dos óxidos de ferro estão sujeitas a uma contínua modificação em busca do equilíbrio com as mudanças no ambiente do solo. Entretanto, o ambiente pedogênico, como um sistema aberto, é um meio ativo de formação e transformação mineral, onde as condições variam no espaço e no tempo numa grande amplitude de escalas, dificultando que o equilíbrio verdadeiro seja alcançado. Por conseguinte, na condição de não-equilíbrio do ambiente pedogênico, fatores cinéticos condicionam a formação e distribuição dos óxidos de ferro (SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989). Esse conjunto compreende o que chamamos aqui de “modelo pedogênico” de formação de óxidos de ferro, o qual restringe, mas não exclui o uso de dados termodinâmicos (KÄMPF & CURI, 2000).

A ciclagem do Fe entre as fases móveis e imóveis conduzem geralmente às mudanças na mineralogia ou na composição química das substâncias. Reconhecer o significado temporal e espacial destas mudanças pode fornecer pistas importantes ao cientista do solo ou ambiental (BIGHAM et al., 2002).

De acordo com o modelo pedogênico de formação dos óxidos de ferro, podem ser distinguidas duas condições principais de pedoambiente: o ambiente

aeróbico e o anaeróbico. Em pedoambientes aeróbicos, a goethita e a hematita são os óxidos de ferro dominantes, em razão de sua alta estabilidade termodinâmica. Em pedoambientes anaeróbicos sazonais (solos redoximórficos), os óxidos de ferro típicos são goethita, lepidocrocita e ferrihidrita, formados por processos abióticos e bióticos, enquanto a hematita, quando presente, está restrita a mosqueados, nódulos e concreções (plintita e petroplintita). Já pedoambientes anaeróbicos permanentes podem ter ausência completa de óxidos de Fe^{3+} , ou presença de green rust e, ou, algumas segregações localizadas de formas oxidadas.

De acordo com Bigham et al. (2002), a goethita é responsável pelas cores marrom amarelado de muitos solos. Sua cor normalmente está nos valores 2,5Y para 7,5YR da carta Munsell de cores de solo e é conhecida variação com tamanho de partícula, forma, e composição. Hematita é outro importante pigmento. Sua cor pode variar de vermelho, quando finamente dividida, para púrpura ou metálico cinza, se grosseiramente cristalina. Variações na cor da hematita também pode ser o resultado da formação de glóbulos que apresentam um comportamento óptico diferente das partículas individuais ou da presença de íons estruturais diferentes, como Al. Solos profundos, tropicais e subtropicais altamente intemperizados refletem freqüentemente a cor vermelha da hematita (Schwertmann, 1993) e/ou a presença de marrom avermelhado (2.5YR-5YR) maghemita. Espécimes bem cristalinas de lepidocrocita são de cor laranja (Fitzpatrick et al., 1985) na cor de Munsell, 7,5YR. As cores podem ser um pouco mais vermelhas (5YR) se o mineral for pobremente cristalino. A ferridrita apresenta a cor marrom avermelhado, na carta de cores de Munsell entre os valores 5YR a 7,5YR. É assumida a cor verde azulada encontrada em mosqueamentos de alguns solos hidromórficos para composições com fulgeritas.

O ferro é importante dentro dos ambientes naturais devido à sua abundância, mobilidade (conferida por sua declarada sensibilidade para mudar de valência), e habilidade para formar várias fases de óxido em ambientes específicos, a maioria têm significativa reatividade química (Schwertmann & Fitzpatrick, 1992). Goethita é o mais comum de todos os óxidos de Fe e é encontrado em quase todos os tipos de ambientes, sozinho ou associado com um ou mais dos outros óxidos de Fe. Está presente em solos e acontece onde quer que o intemperismo esteja (Schwertmann, 1985).

Bigham, 2002 afirma que os óxidos de Fe são fortes agentes pigmentantes, responsáveis em definir a cor e o padrão de horizontes de solo, quando não dominados por matéria orgânica. Cor de solos e distribuição no espaço foi usada durante décadas por cientistas como ferramenta básica para avaliar hidrologia da paisagem. Um dos primeiros estudos quantitativos foi realizado por Daniels & Gamble¹ em 1967 (*apud* BIGHAM, 2002), que examinou níveis de terraços ligeiramente côncavos numa planície litorânea no Sudoeste da Carolina do Norte, USA. Eles observaram que os solos vermelhos ocorriam ao longo topos secos adjacentes e em direção à média vertente o solo se tornava progressivamente amarelado.

Sabe-se que a goethita é o agente pigmentante do solo de coloração amarela (10 YR-7.5 YR), considerando que hematita e goethita podem ocorrer juntos no solo a coloração vermelha (5YR) em transições laterais na paisagem (BIGHAM et al. 1978). Hidrosequências de solos semelhantes foram observadas em outros lugares, porém, em paisagens de superfícies convexas são provavelmente mais comuns, especialmente em regiões tropicais onde solos vermelhos tendem a acontecer em posições bem drenadas da vertente, enquanto solos amarelos ocorrem em posições saturadas na baixa vertente (BIGHAM et al., 2002).

Quando os solos permanecem saturados por um período significativo de tempo, as cores do subsolo são frequentemente matizadas por colorações cinza, zonas depleadas de óxido de Fe (depleção redoxomórfica) e zonas reluzentes de acumulação de óxido de Fe (acumulações redoxomórficas).

Bigham et al., 2002) lembra que:

Quando os solos são sujeitos de saturação sazonal com temperatura acima de 0°C, para a deteriorização da matéria orgânica e produção de C, precisa ocorrer processos metabólicos de microorganismo. Como sabemos, quando o nível de água sobe pelos poros, a atividade microbiana consome o O₂ dissolvido na água. Uma sensível redução de Fe ocorre na parede dos poros, então o Fe é reduzido ou dissolvido, e solúvel (Fe²⁺) difunde-se na matriz do solo e este finalmente reoxida quando entra novamente em contato com O₂. Com ciclos repetidos de saturação-redução e secagem-oxidação, desenvolvem-se padrões de depleção e acumulação de ferro. Em solos não calcáreos de clima temperado, as acumulações redoxomórficas comumente incluem lepidocrocita, goethita e ferrihidrita. Quando presente em zonas de acumulação, a lepidocrocita fornece um excelente indicador mineralógico de saturação-redução-secagem-oxidação por causa de sua tendência de só formar Fe²⁺ em pH próximo a neutro.

Acumulações avermelhadas contendo hematita podem ser encontradas em alguns solos de região temperada, mas acredita-se que a hematita é relíquia de condições mais secas.

As cores cinzas, de solos hidromórficos de zonas deplecionadas são estáveis em exposição ao ar, porém, em solos muito úmidos, cores azul-esverdeadas relacionadas à combinações instáveis de Green-rust podem alterar rapidamente quando a amostra é exposta ao ar (Trolard et al. 1997). Em solos sujeitos a longos períodos de saturação (ex.: *paddy soils*), a matriz de solo pode ser totalmente esvaziada de ferro, de forma que zonas de acumulação de óxidos de Fe são restringidas às regiões que cercam as raízes de plantas (ex.: rizosfera). Plantas adaptadas para *waterlogging*, como arroz, matam potenciais de redox alto ao redor das raízes transportando O_2 dos brotos para as raízes para liberação para a rizosfera (Fig. 10-6b). Os óxidos de Fe formados tipicamente neste ambiente incluem Lepidocrocita, goethita e ferrihidrita (conforme Wang et al., 1993 *op cit.* BIGHAM et al. 2002)

Em solos tropicais é comum a formação de perfis encouraçados. Maignien (1966), explica que a individualização de um horizonte encouraçado vem da concentração e endurecimento, num determinado nível, de diferentes óxidos, hidróxidos e hidratos de alumínio, ferro e por vezes, manganês. Esta acumulação decorre de dois processos:

- Exportação do material mais mobilizável e relativa acumulação de material residual;
- Importação de sesquióxidos, ocorrendo acumulação absoluta.

A concentração de diferentes componentes óxidos é função da mobilização e migração diferencial. O manganês por ser extremamente mobilizável é geralmente exportado do perfil, ou está presente em perfis jovens. O ferro migra com facilidade formando depósitos facilmente. O alumínio comporta-se como material residual, e acumula-se em diferentes proporções, diferentemente do ferro e do manganês que é sempre absoluta.

Esses transportes ocorrem devido ao movimento de água no solo, tanto verticalmente, quanto oblíqua e lateralmente ao longo das sucessões de perfis numa vertente. Assim os óxidos mencionados são redistribuídos pelo perfil ou entre a sucessão de solos na baixa vertente. Onde prevalece a acumulação, há um enriquecimento de material residual. Quando a drenagem é pobre os materiais importados se acumulam. O ambiente ferralítico sozinho permite a acumulação de alumínio, já a acumulação de ferro tem origens mais diversificadas como,

ferralitização, ferruginização, hidromorfismo, alteração de antigas couraças (MAGNIEN, 1966).

2.2.8. Feições de dissolução do quartzo em solos tropicais

Nos solos tropicais, apesar da acidez ser uma característica geral, o intenso fluxo hídrico consegue ser capaz de alterar minerais mais resistentes, como o quartzo.

As pesquisas a respeito das formas de dissolução do quartzo utilizando análise de imagens começaram em meados da década de 1970, principalmente com a difusão do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) que forneceu evidências adicionais sobre a morfologia superficial de grãos detritais de quartzo, evidenciando diferentes estágios de dissolução e reprecipitação de sílica (LENEUF, 1973; ESWARAN & BIN, 1978; ESWARAN & STOOPS, 1979; FLAGEOLLET, 1980; CHALCRAFT & PYE, 1984; FRITSCH, 1988; HOWARD *et al.*, 1995; MARCELINO *et al.*; 1999).

Furquim (2002) chama a atenção para alguns estudos que tratam da dissolução de quartzo. Observando diversos trabalhos, percebe-se que apesar do quartzo ser um dos minerais mais resistentes ao intemperismo químico, condições agressivas de clima tropical podem levá-lo à dissolução completa, originando ácido monossilícico (McBRIDE, 1994; TOLEDO ET AL., 2000). A solubilidade natural da sílica é maior em ambientes alcalinos, com altas temperaturas e altas pluviosidades e em perfis com drenagem eficiente, os quais permitem que as soluções permaneçam insaturadas devido à percolação relativamente rápida das águas (McBRIDE, 1994; TOLEDO *et al.*, 2000). Porém, de acordo com HOWARD *et al.* (1995), um tempo satisfatoriamente longo de exposição ao intemperismo químico pode ser suficiente para gerar feições de dissolução em ambientes não tão agressivos, como os de clima temperado, por exemplo.

Furquim (2002), estudando a relação entre solo e relevo identificou feições de dissolução do quartzo em Neossolo Quartzarênico, situado no segmento superior de uma vertente em São Pedro (SP). A autora atribuiu a dissolução ao grau de intemperismo do solo, enfatizando que haveria a possibilidade de uma ação

prolongada do processo de dissolução e, mesmo em um meio ácido haveria condições para a sílica permanecer solúvel. Cabe lembrar que neste caso a solubilidade é bem menor do em valores de pH superiores a oito. Acrescenta que “como comentado por ESWARAN & STOOPS (1979), a dissolução do quartzo é um processo lento, mas contínuo podendo ser responsável por um baixo, mas constante suprimento de sílica na solução do solo que promove a remoção de matéria em solução, podendo diminuir, com o decorrer do tempo, o volume dos solos.” (FURQUIM, 2002).

Furquim identificou várias feições na superfície do quartzo, como crateras, golfos de dissolução e fissuras, geralmente preenchidas por plasma vermelho escuro, assim como partículas quebradas em pedaços menores. Esses tipos de feições também foram descritas por ESWARAN & BIN (1978) e ESWARAN & STOOPS (1979) em solos tropicais. Os autores observaram que as superfícies dos grãos de quartzo encontravam-se muitas vezes dominadas por argila ou por cristalizações de óxidos/hidróxidos de ferro, normalmente associadas às fissuras, crateras e golfos de dissolução, formando um fenômeno denominado *plasma infusion*, considerado por Furquim (2002) “como um importante aliado da desintegração do quartzo, uma vez que a presença do plasma contribui com a quebra das partículas, principalmente por esforço mecânico. Isto leva à produção de fragmentos menores a partir da desintegração dos maiores, podendo intensificar tanto a remoção mecânica, já que produz partículas mais facilmente carregadas pelos fluxos de água, quanto a dissolução, pois ocorre um aumento da superfície específica das partículas. O plasma vermelho-escuro, enriquecido em ferro, é encontrado no entorno e acima da superfície interna.

Os solos da área de estudo se desenvolveram a partir de arenitos da Formação Caiuá, composta predominantemente pelas frações areia fina a muito fina, moderada a bem selecionada, agregados por cimento silicoso, carbonático, ferruginoso e argila. A fração areia é constituída predominantemente por quartzo, e quantidades menores de feldspatos, calcedônia, micas e opacos (Fernandes, 1992).

Gasparetto e Carvalho (2001) identificaram nos solos derivados da Formação Caiuá várias classes de arredondamento e esfericidade dos grãos de quartzo: grãos detríticos arredondados e com alta esfericidade compreendida nas classes areia

média e areia grossa; grãos subarredondados e subordimadamente subangulosos, com média a baixa esfericidade nas frações areia fina e muito fina. Se utilizado da microscopia eletrônica de varredura (MEV), Gasparetto e Carvalho (2001), identificaram diferentes feições na superfície dos grãos de quartzo “responsáveis por importantes modificações em sua morfologia”. Algumas feições como fraturas e crenulações, foram geradas durante o processo de transporte e deposição eólica que deu origem à litologia.

Os autores explicam que com a pedogênese, processos de alteração química se instalam preferencialmente nas microfissuras ou fraturas conchoidais, onde geralmente ocorrem depósitos de partículas de argila e/ou óxidos de ferro. Identificaram também diferentes formas de dissolução como cavidades paralelas, de tamanho variado, com aspecto de tetraedros e outras com formas triangulares. Nas frações areia fina e muito fina dos horizontes situados a partir da média vertente para a jusante, onde a umidade do solo é maior, são encontradas tanto feições de dissolução, como grãos de quartzo praticamente seccionados pela alteração química. Também foram descritas estruturas tipo prismáticas, com filamentos de sílica reprecipitada exibindo aspecto de renda. Feições semelhantes às encontradas por Gasparetto (2001) já haviam sido descritas por Fritsch (1988).

Fritsch (1988) estudou a morfologia dos grãos de quartzo numa cobertura pedológica da Guiana Francesa, aonde temperatura chega a 30°C e as precipitações pluviométricas atingem 3.500mm/ano. O solo da área se desenvolveu sobre rochas metamórficas com intrusões de pegmatito. O autor apoiado em conhecimentos de hidropedologia, considerou os grãos de quartzo como resíduos da evolução geoquímica *in situ*.

As principais características da superfície dos grãos de quartzo que demonstram alterações verificadas por Fritsch (1988) são: as feições de dissolução do quartzo, definidas pelo autor como “cáries”, e, outras como cavidades alongadas que com o avanço da dissolução acabam individualizando os grãos em fragmentos menores, reprecipitação de sílica, microfieções piramidais que em algumas situações estão organizadas em poliedros maiores. Também verificou cavidades tetraédricas em diversos estágios: recém formadas com arestas vivas e; antigas, já degradadas, liberando sílica que reprecipita formando camadas de revestimentos.

Furquim (2002), a partir da análise de lâminas delgadas de solo em microscópio óptico, descreve a presença de golfos de dissolução de quartzo. Esses golfos são descritos por Fritsch (1988) como “cáries”.

2.3. A relação entre morfogênese e pedogênese

Queiroz Neto (2000) apresenta uma discussão a respeito da relação solo-relevo. De acordo com a visão tradicional entre solo e relevo, o solo teria apenas um papel secundário, sendo a parte superficial de um sistema complexo, controlado grandemente pela estratigrafia, geomorfologia e hidrologia. Salienta que a partir da teoria de Erhart sobre Biostasia e Resistasia, tenta-se estabelecer cronossequências entre as superfícies de erosão e a idade dos solos. “Essa idéia passa a ser aplicada sobretudo, nas regiões tropicais, para explicar e interpretar diferenciações pedológicas em superfícies geomorfológicas diversas, inclusive resultantes de oscilações climáticas quaternárias, e até mesmo terciárias, quando se tratava de velhas superfícies de erosão preservadas” (QUEIROZ NETO, 2000).

O autor explica que:

A partir do emprego desses princípios, os trabalhos sobre solos para a Geomorfologia teria pelo menos um dos seguintes objetivos: determinar cronossequências de solos, que seriam utilizadas como marcadores e auxiliares na estimativa da idade/cronologia dos depósitos superficiais e/ou depósitos correlativos; empregar os solos como indicadores de maior ou menor estabilidade das paisagens; determinar propriedades dos solos indicadoras de mudanças climáticas; finalmente, relacionar o desenvolvimento dos solos, a infiltração da água no solo e o escoamento superficial das águas de chuva, provocando erosão em vertentes (BIRKELAND, 1990 apud QUEIROZ NETO, 2000).

Diversos autores relacionaram evolução de solos a geomorfologia, entre eles Lepsch (1977 a e b), Ab'Saber (1962), com as stone lines, Bigarella et al. (1965a, 1965b) que além de cascalheiras (stone lines), acrescentam os horizontes escurecidos (paleossolos) recobertos por colúvio.

A maior parte dos trabalhos estudava perfis isolados, somente a partir da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica e o estudo das transformações laterais do solo é que se consegue compreender com melhor clareza a relação entre geomorfogênese e pedogênese.

Boulet (1992) esclarece que esta nova metodologia permite mostrar a participação dos processos superficiais na diferenciação lateral da cobertura pedológica, e também possibilita verificar o papel e a importância dos processos geoquímicos e pedológicos na evolução do relevo.

Ruellan e Dosso (1993) reafirmam a importância da pedogênese na evolução do relevo, principalmente nos ambientes tropicais, onde os fenômenos de alteração química, migração de materiais e concentrações minerais residuais demonstram a importância dos mecanismos geoquímicos e de diferenciação da cobertura pedológica na modificação do relevo através da retificação do relevo por meio de transformações mineralógicas e de circulação de água.

Para Ruellan e Dosso (1993) é possível distinguir na maior parte das coberturas pedológicas três conjuntos distintos no seu papel de modelador do relevo:

- na base da cobertura pedológica está um volume do manto de alteração mais ou menos espesso que, apesar das transformações sofridas, ainda conserva os volumes originais, sem influenciar de forma direta no modelado do relevo. Entretanto, as novas estruturas formadas podem modificar a circulação interna da água, alterando assim a alimentação lateral das nascentes e dos rios, influenciando o poder de erosão e de transferências de partículas e minerais dissolvidos;
- acima, tem-se a acentuação da subtração do isovolume, com o desenvolvimento das diferenciações estruturais dos horizontes pedológicos gerando horizontes empobrecidos, horizontes de acumulação, de diferenciações paralelas ou descontínuas de todas as espécies. É neste segundo conjunto que as migrações laterais tomam frequentemente importância, onde surgem, por exemplo, depressões na superfície, e onde o papel nivelador do solo torna-se importante;
- por último, se tem a erosão superficial que retrabalha os materiais derivados da pedogênese.

De acordo com Boulet (1992), a análise dos sistemas de transformação mostra que existem freqüentemente redistribuições internas de matéria ao longo da vertente que podem ter um papel essencial na evolução do relevo. Nesse artigo o autor cita dois exemplos opostos a respeito da interação geomorfogênese e pedogênese. Um exemplo mostra o papel principal dos processos superficiais sobre a diferenciação lateral da cobertura pedológica e o segundo, demonstra que a evolução do relevo depende essencialmente dos processos geoquímicos e pedológicos.

Um dos exemplos citados por Boulet (1992) é de Manaus, onde a evolução do relevo dependeria essencialmente de processos geoquímicos e pedológicos, identificados inicialmente por Lucas et al. (1984) e estudados por Lucas (1989).

O relevo da região de Manaus apresenta extensos vales profundos. Com platôs recobertos por Latossolos Amarelos espessos e argilosos, com estrutura microagregada. Na base dos perfis ocorre a presença de níveis com nódulos gibbsíticos e ferruginosos, que representam transições entre a rocha sedimentar e o solo. Nesse processo há uma exportação importante de sílica. Nas superfícies inclinadas em direção aos vales encontra-se uma cobertura contínua, porém com diminuição progressiva do teor de argila na totalidade da cobertura pedológica até o aparecimento dos Podzois gigantes, com mais de 5 metros de espessura e menos de 2% de argila. Na parte superior dessa cobertura pedológica contínua, a caolinita é hidrolizada sob a ação da matéria orgânica, com exportação da sílica. O eventual excesso de alumínio forma nódulos gibbsíticos, que são também estabilizados pela ação complexante da matéria orgânica ácida.

A evolução do relevo resultaria desses processos geoquímicos e pedológicos, pois a água atravessa continuamente a cobertura pedológica do platô, sua ação exportadora de sílica e alumínio se intensifica para jusante. Aumentando a quantidade de matéria dissolvida, aumenta paralelamente a incisão geoquímica dos vales e o recuo das vertentes: as ações são mais importantes para jusante das encostas e, também, para jusante do vale principal. Verifica-se que para montante do principal eixo de drenagem, as superfícies inclinadas praticamente não existem, enquanto para jusante elas desenvolvem-se cada vez mais, passando primeiro a retilíneas e posteriormente a côncavas. Trata-se, assim, de um processo de

transformação remontante, tanto ao longo das vertentes a partir de sua base, quanto dos vales. Os degraus e pequenos patamares arenosos embutidos ao longo dos vales constituiriam os testemunhos desses processos.

Queiroz Neto chama a atenção para os trabalhos de Pellerin e Queiroz Neto (1992a, 1992b), que demonstram processos de transformações laterais remontantes ocorrentes nas colinas do rio do Peixe. Os processos de transformação remontantes já foram descritos por Bocquier (1971), “esses sistemas atuam por autodesenvolvimento: uma vez desencadeados, eles se manifestam enquanto as condições forem favoráveis desencadeadas essencialmente por água e declividade” (QUEIROZ NETO, 2000). Os autores conseguiram estabelecer relações entre os sistemas pedológicos com a forma de relevo

Nos trabalhos de Pellerin e Queiroz Neto (1992a, 1992b), os autores constataram que:

As coberturas latossólicas derivadas da alteração das formações geológicas regionais recobrem a totalidade das vertentes, passando somente na sua parte final para solos hidromórficos; representam ao mesmo tempo uma pedogênese inicial, precedente, e uma pedogênese ainda atuante. Os solos com horizonte B textural representam uma transformação dessa pedogênese latossólica, portanto posterior, porém contemporânea à evolução do modelado das vertentes: a disposição dos horizontes argílicos mostra que a transformação da estrutura microagregada em estrutura poliédrica e a formação dos horizontes lixiviados superficiais acompanham a forma das encostas, indicando que a pedogênese e a morfogênese são contemporâneas. Pellerin e Queiroz Neto” (1992a, 1992b), mostram ainda que processos erosivos penecontemporâneos da instalação dos sistemas pedológicos de transformação lateral, também são responsáveis pela modelagem das vertentes, provocando o preenchimento do fundo dos vales com sedimentos: há um balanço equilibrado entre erosão superficial e as transformações pedológicas que resultam no aprofundamento dos horizontes lixiviados (QUEIROZ NETO, 2000).

Queiroz Neto (2000) lembra ainda dos trabalhos realizados nas depressões fechadas em rochas ácidas na bacia de Taubaté por Filizola e Boulet (1993) e Filizola (1994), os Latossolos espessos derivados da alteração das rochas sedimentares e as depressões fechadas às quais estão associados mostrando que a evolução das formas do relevo se dá principalmente por processos geoquímicos. Os Latossolos ocupam praticamente todo a vertente, sobrepostos a níveis argílicos da rocha sedimentar: para a base da vertente, a coloração torna-se esbranquiçada e, no interior das depressões, passa a um material turfoso que, no sopé da vertente

acha-se enterrado por material coluvial, que pode atingir mais de 1m de profundidade.

A partir de datações constatou-se que as idades variam de 12.500 a 17.000 anos BP. A disposição das turfeiras acompanhando a forma côncava da inserção da vertente na depressão indica sua deformação pelo afundamento dessa última: esse afundamento dar-se-ia num ritmo da ordem de 1 a 2mm por ano. Os vales de fundo côncavo, com cabeceiras em forma de anfiteatro aberto ou mesmo de depressão, mostrando também a presença de turfeiras deformadas nos sopés das vertentes, às vezes recobertas por coluviões pouco espessos, teriam a mesma dinâmica: a erosão geoquímica aprofundando os vales aumentaria os declives nas vertentes, enquanto o coluvionamento tenderia a diminuí-los, sem, no entanto, compensar o entalhe geoquímico.

Queiroz Neto (2000) com essa série de apontamentos a respeito da gênese e evolução dos solos e da relação que existe entre as transformações laterais do solo e a forma das vertentes deixa claro que pedogênese e morfogênese podem atuar contemporânea e solidariamente:

- 1- A circulação interna da água é responsável por ações geoquímicas que redistribuem ou eliminam elementos das vertentes, provocando modificações na forma e gerando novas feições, antecedendo ou acelerando processos erosivos superficiais. Dessa maneira, a evolução do relevo não resulta da sucessão de processos paleoclimáticos ou de oposição entre pedogênese e morfogênese (respectivamente climas mais úmidos e mais secos): pedogênese e morfogênese podem atuar contemporânea e solidariamente.
- 2- Precisa ser revista a questão da origem dos Latossolos a partir de materiais detríticos lateríticos retrabalhados: as pesquisas empregando o procedimento da análise estrutural da cobertura pedológica mostram que, modo geral, não há discordância entre esses solos e os substratos geológicos sotopostos, ao contrário do que pensava-se anteriormente. Além disso, a presença de linhas de seixos em profundidade, acompanhando ou não a topografia, não pode ser interpretada simplesmente como paleopavimento desértico, testemunho de climas mais áridos, pois pode ser resultado da ação seletora da mesofauna do solo.
- 3- Em relação ao relevo, as coberturas pedológicas latossólicas microagregadas não podem ser interpretadas como correlativas de superfícies de erosão terciárias ou antigas, pois elas não ocorrem preferencialmente nas posições cimeiras dos relevos.
 - a. Elas podem ser encontradas recobrimdo de modo quase contínuo as colinas que IPT (1981) denominou colinas amplas, com vertentes de menor declividade, passando próximo ao sopé, a solos hidromórficos: são coberturas pedológicas ditas em equilíbrio dinâmico.
 - b. Recobrimdo topos de colinas menores, com vertentes mais curtas e mais declivosas, onde aparecem diferenciações pedológicas sob a forma de

horizontes superpostos, o lixiviado sobre o B textural com estrutura subangular poliédrica, por cima da organização microagregada latossólica basal, está em continuidade à da parte cimeira. Compõem coberturas pedológicas com sistemas de transformação lateral: os horizontes transformados são paralelos à topografia atual, indicando contemporaneidade de suas evoluções.

- 4- É preciso também lembrar que a microagregação característica dos latossolos pode ter origem geoquímica/estrutural ou biológica; suas origens, além disso, apontam para processos contínuos no tempo e no espaço, e não a condições paleoclimáticas diversas.
- 5- As diferenciações laterais das coberturas pedológicas também são indicadoras de circulação diferenciada de soluções, que mobilizam, transportam e redistribuem elementos: é provável que essa situação tenha sido causada, inicialmente, por desequilíbrios hídricos (mudança climática?, tectônica?, mudança do nível de base?). Nem sempre é possível, por enquanto, situar esses processos no tempo, entre outras coisas, porque uma vez instalados, os sistemas de transformação prosseguem remontantemente nas encostas por autodesenvolvimento.
- 6- A presença de corpos ferruginosos, couraças ou material concrecionário, representariam uma etapa no caminho da alteração das rochas para a formação dos solos, que ocorreria também continuamente por autodesenvolvimento, não se referindo assim a paleo-processos nem à eventual antiguidade de solos e materiais.
- 7- A análise estrutural da cobertura pedológica não só está abrindo novos caminhos para o estudo da pedogênese, como também aparece como um instrumento de grande relevância para o estudo da gênese e evolução das formas e feições dos relevos (QUEIROZ NETO, 2000).

Santos e Castro (2006) realizaram estudos em uma topossequência composta pela seqüência latossolo-argissolo-gleissolo no platô de Bauru, oeste do estado de São Paulo, apoiados em análises morfológicas, micromorfológicas e físico-hídricas, verificaram duas frentes de transformação. Uma entre no terço superior e médio num rompimento côncavo da vertente na transição Bw-Bt, comandada pelo processo de e-iluviação onde estaria o início do horizonte Bt. Outra na baixa vertente condicionada a processos de hidromorfia estaria à frente responsável pela destruição do horizonte Bt com o surgimento das bandas onduladas (ou lamelas), conectadas ou não ao Bt, concordantes com o relevo. Os autores salientam que “no conjunto o processo é e-iluvial, onde a eluviação é o motor e a iluviação um mecanismo coadjuvante e temporário que não recupera a perda da argila e do óxido de ferro”. Nesse setor o processo de eluviação ganha energia. Com o aumento da declividade as bandas desaparecem “rebaixando ligeiramente a vertente, ao mesmo tempo em que o horizonte E se espessa para jusante e remonta cada vez mais na vertente, num processo de reequilíbrio”.

Para os autores há várias hipóteses das transformações laterais, elas podem ter sido provocadas por mudanças climáticas, alternância entre climas secos e

úmidos ou por mudança do nível de base, e ainda chamam a atenção para a atuação solidária entre geomorfogênese e pedogênese descrita por Queiroz Neto (2000).

Furquim (2002) na sua dissertação, com base em análise micromorfológica de lâminas delgadas atribuiu as mudanças no modelado do relevo a vários mecanismos de transformações laterais e verticais do solo.

No segmento superior da vertente, onde predomina o Neossolo Quartzarênico, Furquim (2002) encontrou as seguintes feições:

bandas onduladas interpretadas como evidências de e-iluviação, golfos nas partículas de quartzo, interpretados como evidências de dissolução de sílica, evidências de *plasma infusion*, o qual provoca a desintegração das partículas de areia em partículas menores, e partículas com “duas superfícies”, que podem indicar a reprecipitação de sílica (FURQUIM, 2002, p. 126).

A autora chama a atenção também para os processos de eluviação/iluviação que ocorrem neste segmento e que dá origem às bandas. Ela esclarece que:

Em suma, ocorre uma redistribuição interna de matéria no Neossolo Quartzarênico, criando zonas com menor e maior densidade no interior dos solos, o que poderia desencadear um rebaixamento da superfície. As interbandas seriam as principais zonas de perda de matéria, possuindo textura areia, cerca de 5% de plasma (com estrutura séptica ou asséptica) e menor porcentagem de partículas de esqueleto em relação às bandas (FURQUIM, 2002, p.128).

Todos esses processos explanados por Furquim provocariam o rebaixamento vertical do relevo no segmento superior. Nos segmentos médio e inferior, ocorreriam perdas laterais de matéria, e as bandas onduladas seriam similares às descritas por RUELLAN & DOSSO (1993) e Castro (1989). As feições predominantes desse segmento são: orifícios roavelmente associados ao processo de *piping*, concavidades que podem estar relacionadas a abatimentos, bandas onduladas, provavelmente associadas à perda de plasma do horizonte subjacente, mosqueamentos que indicam processos de hidromorfia e, portanto, maior mobilidade do ferro reduzido, e feições relacionadas à mobilização de plasma e esqueleto nos poros.

2.4. Estudos pedológicos efetuados no noroeste do Paraná

Muitos estudos foram desenvolvidos no noroeste do Paraná, alguns caracterizando os sistemas pedológicos e relacionando-os com processos erosivos, outros mais específicos e detalhados fazendo relações entre morfogênese, pedogênese e circulação hídricas ao longo de toposseqüências, utilizando Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) para estudos de detalhe (CUNHA, 1996; GASPARETTO, 1999; GASPARETTO & SANTOS, 2005; CALEGARI, 2000; MARTINS, 2000; NAKASHIMA, 2000; CUNHA, 2002; NÓBREGA et al., 2003; ANDRADE, 2005; MANOSSO, 2006).

Nakashima (1999) mapeou os sistemas pedológicos do noroeste do Paraná, região onde está inserido o município de Florai. O autor identificou seis sistemas pedológicos que estão relacionados com os padrões de drenagem, relevo e substrato geológico. A área estudada situa-se entre os sistemas III e V.

O sistema pedológico III foi representado pela seqüência Latossolo Vermelho Escuro, textura média, Podzólico Vermelho Amarelo (abruptico), textura média e Gley. Esses estão relacionados à áreas com maior densidade de drenagem.

O sistema V composto por Latossolo Vermelho Escuro, textura argilosa; Podzólico Vermelho Amarelo (abruptico), (Argissolo) textura média; Terra Roxa Estruturada (Nitossolo), textura argilosa-Gley pouco húmico aparece em todo setor leste da área (Noroeste do Paraná), desde o rio Paranapanema.

A bacia do córrego Aratu, objeto dessa pesquisa está inserida no sistema pedológico V onde predomina a seqüência Latossolo Vermelho Escuro, eutrófico, textura argilosa – Podzólico Vermelho Amarelo (ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO), eutrófico, abruptico, textura média – Terra Roxa Estruturada (NITOSSOLO), eutrófico, textura argilosa e Gley.

Esse sistema ocorre próximo ao contato arenito-basalto. O Latossolo geralmente ocupa posições mais elevadas do relevo, enquanto que a Terra Roxa Estruturada (NITOSSOLO) aparece próximo aos sopés das vertentes junto aos vales (NAKASHIMA, 1990, p.58). O relevo desse sistema é caracterizado por predomínio de colinas alongadas, topos planos e convexos, vertentes convexas, declividade média a alta e, extensão de 600m a 1.000m. Essas vertentes apresentam rupturas

de declives bem definidas possibilitando, nesse caso, a definição das coberturas pedológicas originadas por materiais diferenciados.

Martins (2000) realizou estudos sobre a caracterização morfológica e circulação hídrica dos solos da cabeceira de drenagem do córrego Bom Jesus no município de Cidade Gaúcha-PR.

Cunha (2002), estudando o funcionamento hídrico e suscetibilidade erosiva de um sistema pedológico constituído por Latossolo e Argissolo no município de Cidade Gaúcha, no noroeste do Paraná, constatou que o esse sistema está em via de transformação passando de cobertura latossólica para argissólica e isso se deve a três aspectos de evolução distintos:

a. Transformações laterais da cobertura pedológica do topo até a baixa vertente. A partir da média vertente o Bt aparece no interior do Bw por adensamento, gerando estruturas em blocos, mas ainda sem ganhos de argila, enquanto que no horizonte de transição acima, está ocorrendo eluviação. Na baixa vertente, os processos de e-iluviação na formação do Bt são mais evidentes, aparecendo cutãs argilo-férricos colmatando a porosidade, e transformando o Bw em Bt verticalmente;

b. No sopé da vertente, o Bt aparece diretamente sobre o horizonte C e abaixo de um AE pouco expressivo. As evidências morfológicas, micromorfológicas e físicas, indicam que a pedogênese está atuando diretamente sobre o arenito. De acordo com o autor isso se deve ao reentalhe da vertente, provavelmente em resposta de oscilações climáticas do Quaternário. Assim nesse setor o Bt tem uma origem litodependente;

c. Nos horizontes superficiais as formas de uso e manejo agrícolas atuais promovem alterações nas condições de circulação hídrica. Na baixa vertente acontece o adelgamento desses horizontes devido à incidência de processos erosivos superficiais. O autor salienta que as condições físicas e de funcionamento hídrico indicam condições de desequilíbrio na porção superficial em posição de topo, acima do Bw.

Dessa forma Cunha (2002) indica, com base em interpretação de lâminas delgadas de solo e análises físicas, processos de evolução pedogenética distintos:

um de longa duração (envolvendo Bw e Bt) e outro mais recente ligado ao uso e manejo do solo (envolvendo os horizontes A, AB, BA e AE).

3. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A bacia do córrego Aratu localiza-se na transição entre dois compartimentos de sistemas pedológicos descritos por Nakashima (1999). O autor dividiu o Noroeste do Paraná em sete compartimentos, de acordo com os sistemas pedológicos dominantes em cada um. A área do estudo está localizada na transição entre os compartimentos: SP III no alto curso do córrego e SP V no baixo curso.

O compartimento SP III com colinas de tamanho médio, com topos convexizados, vertentes convexas ou retilíneas, com relevo fortemente dissecado e vales encaixados em V, predominando latossolos no topo, argissolos na média vertente e neossolos quatzarênicos ou gleissolos no sopé, todos os solos desenvolvidos sobre arenitos da Formação Caiuá; já o SP V apresenta colinas médias com topos convexizados, relevo fortemente dissecado e vales entalhados em V, porém a sequência de solos se diferencia bastante do SP III, apresentando latossolos no topo, argissolos na alta vertente e nitossolos na baixa, seguido de gleissolo, isso porque está numa área de contato litológico entre arenitos da Formação Caiuá e basaltos da Formação Serra Geral.

Andrade (2005), num nível de escala maior, chama a atenção para as vertentes desdobradas em patamares pouco marcados, lembrando que esses patamares estão na transição entre as duas litologias citadas no parágrafo anterior. O autor classificou essa área como Platô Elevado de Floraí. Entretanto, esses patamares aparecem em vertentes onde o arenito ocorre até o sopé, embora menos evidenciados nesse caso.

Essa pesquisa procurou então estudar as transformações laterais e verticais do solo e relacioná-las ao relevo e a litologia.

Para a realização desta pesquisa foi escolhida uma bacia de drenagem representativa do compartimento Platô Elevado de Floraí, para levantamento de uma topossequência (Fig. 1).

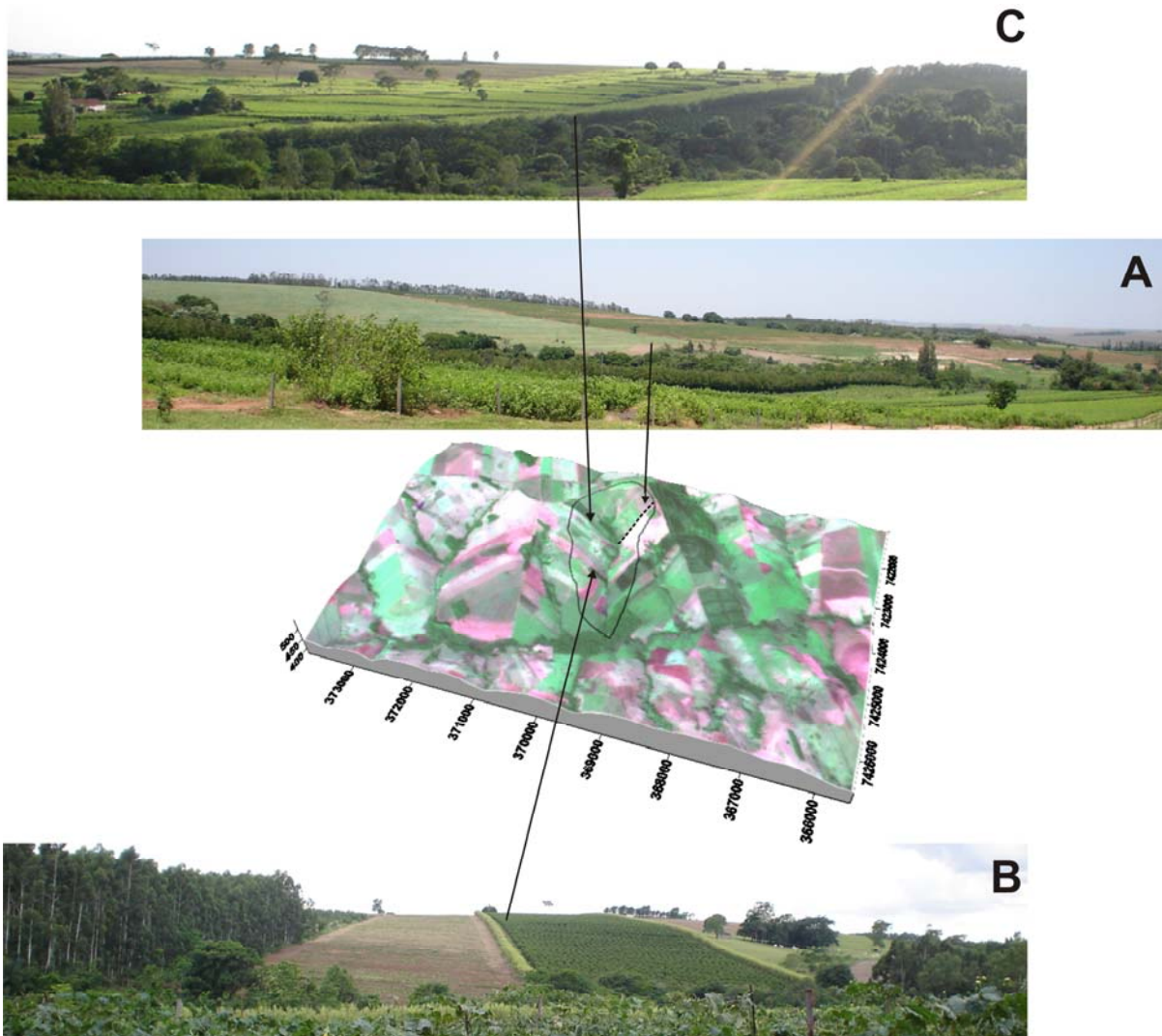


Figura 2 - Vertentes representativas da área do estudo: (A) Vertente onde foi realizada a topossequência (margem esquerda do córrego Aratu); (B) Vertente da margem direita do médio curso córrego Aratu, (C) Vertente da margem direita do alto curso do córrego Aratu

O estudo consistiu na aplicação de parte dos procedimentos empregados na Análise Estrutural da Cobertura Pedológica, descrita por Boulet et al. (1982 a, b, c), com o objetivo de reconstituir por aproximação geométrica a organização espacial da cobertura pedológica na escala do interflúvio elementar (BOULET, 1988). Neste caso, se fez necessária uma abordagem integrada partindo da paisagem geomorfológica até o nível microscópico e multi-analítico, atualmente denominado com multi-escala (CASTRO 1989; CASTRO e CURMI, 1987; CASTRO et al., 1993; SANTOS, 1995; SANTOS et al, 1992 e 2003; SANTOS e CASTRO, 2006). Assim foram realizados diversos mapeamentos na bacia de drenagem, resultando em várias cartas.

3.1. Elaboração de cartas temáticas detalhadas da área do estudo

Foram confeccionadas as seguintes cartas temáticas: hipsométrica, de declividade, de solos, geológica, curvatura vertical, e de uso do solo.

Devido a ausência de carta topográfica da área em escalas adequadas, foram utilizados dados SRTM oriundos do projeto Topodata – Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (VALERIANO, 2008), imagens CBERS 2B, sensores CCD e HRC (fusão) de 18/07/2008, mapas Geomorfológico e Geológico do Paraná (MINEROPAR, 2006).

Para o mapeamento dos tipos de solo e do uso do solo foram necessários levantamentos de campo onde foram realizadas 46 tradagens em toda a bacia e coletadas amostras para análise granulométrica a fim de verificar os vários tipos de solo e também a distribuição das litologias (Fig. 3).

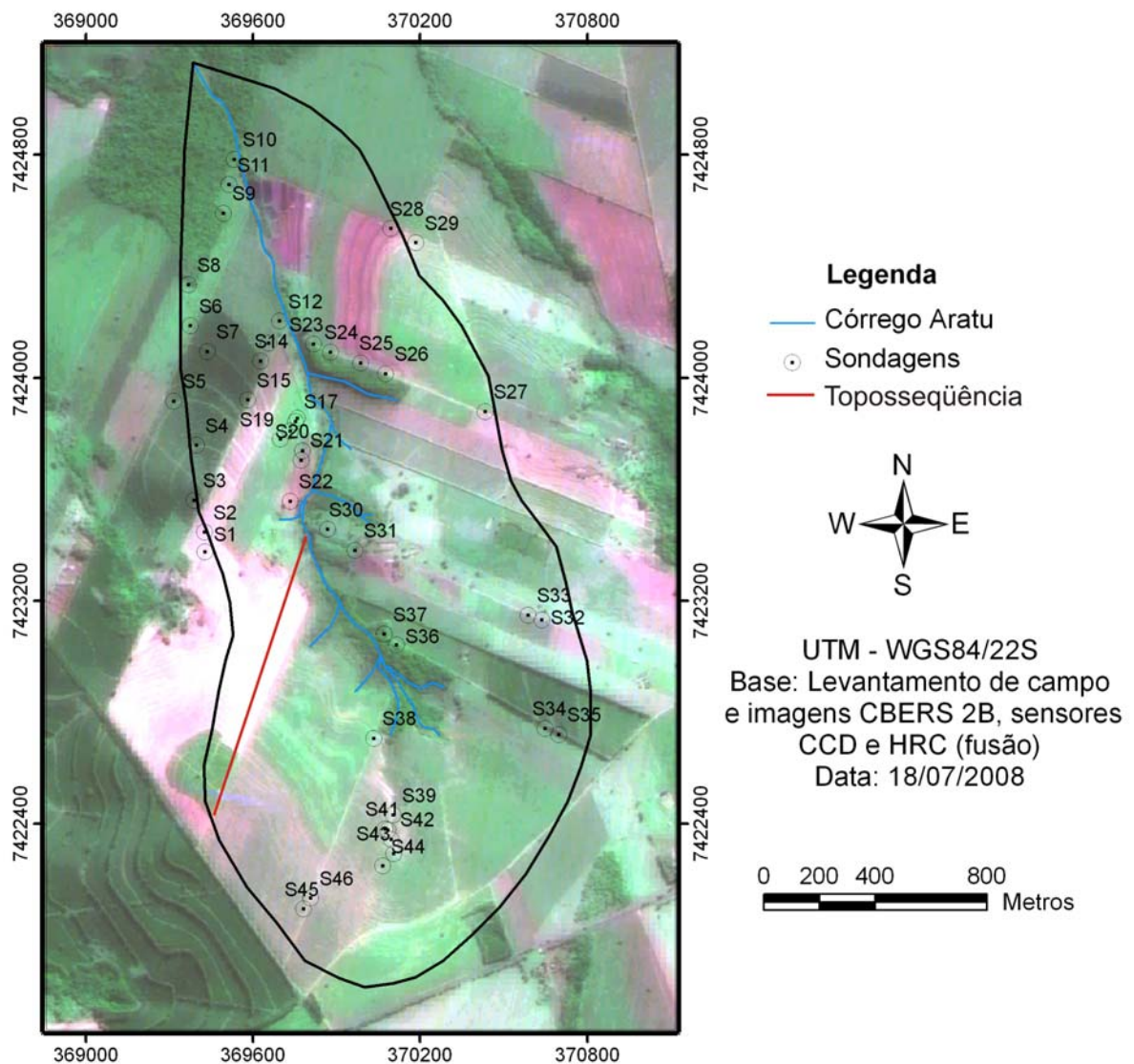


Figura 3 - Carta imagem da bacia do córrego Aratu com os pontos de sondagens e a topossequência.

3.2. Realização da topossequência

Após a escolha da bacia hidrográfica representativa do compartimento de paisagem e levantamento de campo foi definida a topossequência. A vertente escolhida para realização da topossequência está representada na figura 2, letra A. Seguiu-se o levantamento topográfico para elaboração do perfil topográfico, conforme Marques et al. (2000). Para esse levantamento foi utilizado clinômetro, metro e trena, para dessa forma registrar a topografia, comprimento e altura dos eixos da vertente.

Como passos seguintes foram realizadas as sondagens, ao longo da topossequência, utilizando trado holandês, no sentido da alta para a baixa vertente. As sondagens foram efetuadas com intervalo de 50m de distância, observando-se a cor e textura do solo em intervalos de 10cm de profundidade. A cada 20cm de profundidade, ou quando as características mudavam bruscamente, as amostras de solo eram coletadas para análises físicas e parte dela colocada dentro de um pedocomparador para melhor visualização da diferenciação da cor e textura do solo em cada sondagem do topo em direção ao sopé da vertente. De cada sondagem foram coletadas amostras deformadas até a profundidade de 2m para a posterior elaboração de gráfico com isovalores de argila e de silte.

Ao longo da vertente sempre que ocorriam variações de cor e textura nos perfis de sondagens consecutivas, eram realizadas sondagens intermediárias, com o intuito de delimitar as transições laterais do solo. No total foram efetuadas 25 sondagens ao longo da topossequência e coletadas 224 amostras deformadas de solo.

Posteriormente, foram abertas trincheiras em pontos significativos, onde fosse possível verificar os diversos tipos de solo presentes ao longo da topossequência. Ao todo foram abertas 7 trincheiras, numeradas do topo (TR I) até o sopé da vertente (TR VII).

Foi realizada a descrição morfológica dos perfis de solos de cada trincheira, seguindo a metodologia proposta por Santos et al. (2005) e coletaram-se amostras deformadas e indeformadas para posteriores análises em laboratório. Como foi difícil classificar alguns horizontes, como por exemplo, um que recebeu a nomenclatura de BE, foi necessária a utilização do Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007) . Para classificação dos tipos de solo foi utilizado o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006).

3.3. Análise granulométrica

O objetivo desse ensaio é determinar a distribuição das partículas primárias do solo, neste caso as frações com diâmetro de argila, silte, areia fina e areia grossa.

A análise granulométrica foi realizada pelo método da pipeta conforme metodologia proposta por Camargo et al. (1986). Salvo algumas pequenas adaptações: foram utilizadas 10g de TFSA para 10ml de dispersante hidróxido de sódio mais 100ml de água destilada que ficaram em repouso por 24 horas, após foram agitadas por 10 minutos em agitador de hélice e seguiram-se os procedimentos de Camargo et al. (1986) para pipetagem obedecendo a lei de Stokes.

Poucas amostras tiveram a necessidade de queima de matéria orgânica, nessas foram colocadas 50g de TFSA (terra fina seca ao ar) em um Becker de 500 ml e adicionado 50 ml de solução com 30% de peróxido de sódio e seguidos o procedimento proposto por Camargo et al. (1986). Esse processo é importante para que os valores de silte não sejam mascarados pelos agregados formados pela matéria orgânica no solo.

Foi realizada a análise granulométrica do material coletado de todos os horizontes das sete trincheiras e de todas as sondagens a cada 20cm, até a profundidade de dois metros.

3.4. Determinação do pH em água e em solução de KCl

De acordo com o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007) as determinações de pH são de extrema importância para estudos sobre os solos. “Dão idéia da acidez ou alcalinidade e solubilidade de alguns elementos, e em consequência, disponibilidade de nutrientes. O pH determinado em KCl apresenta valores mais baixos que os determinados em H₂O, salvo no caso de solos extremamente intemperizados. A diferença entre ambos Δ pH (pH KCl - pH H₂O) expressa o balanço de cargas elétricas dos colóides do solo, e quando positiva ou nula, é característica distintiva de solos com caráter ácido” (IBGE, 2007).

Para a determinação potenciométrica do pH do solo em água e em solução em KCl desse ensaio seguiu-se os procedimentos descritos por Camargo et al. (1986).

3.5. Relação textural B/A

Indica o gradiente textural entre o horizonte superficial A para o horizonte B dos solos. É calculada pela divisão do teor médio (média aritmética) de argila total do B (excluído o BC) pelos teores médios de A, de conformidade com os itens:

- a. Quando o horizonte A for menor que 15cm de espessura, considerar uma espessura máxima de 30cm do horizonte B;
- b. Quando o horizonte A for igual ou maior que 15cm, considerar uma espessura do horizonte B que seja o dobro da espessura do A.

Quando os sub-horizontes do B somarem mais do que as espessuras especificadas nos itens a e b, deverão ser considerados os valores correspondentes às espessuras dos subhorizontes (IBGE, 2007).

3.6. Coleta e impregnação de amostra indeformada para micromorfologia

O objetivo da análise micromorfológica é continuar, sob microscópio óptico, a análise morfológica iniciada no campo, identificando os constituintes do solo a nível microscópico, como por exemplo, estrutura, arranjo, entre outros, no plano de lâminas delgadas. Dessa forma é possível aferir sobre sua evolução morfológica e mineralógica.

Foram escolhidas principalmente amostras das transições verticais dos horizontes de solo e das feições pedológicas identificadas no campo.

A coleta das amostras indeformadas de solo sob forma de monólitos com dimensões de 5 X 7 X 5 cm foram realizadas diretamente das paredes das trincheiras abertas, após a descrição morfológica de cada uma, conforme as prescrições de Castro (2008).

Para a impregnação é necessário retirar a água contida nas amostras indeformadas. Estas foram secas ao ar por um mês aproximadamente, e colocadas na estufa a 40°C por mais dois dias.

Posteriormente a esse tratamento foi feita uma solução composta por Araldite Industrial Cy 248 (100ml) e Catalizador Hy 956 (10ml), corante luminescente Uvitex (2g), diluídos em acetona P.A. proporção variável conforme a textura da amostra.

Para amostras muito argilosas foi necessário 60ml de acetona enquanto nas arenosas foi colocado 30ml. Cabe lembrar que as amostras foram impregnadas no verão e a resina endurecia rapidamente, por isso a variação na quantidade de acetona. As amostras foram dispostas em potes de plástico e condicionadas em dessecador acoplado à bomba de vácuo, o procedimento de impregnação seguiu-se conforme descrito por Castro (2008).

Após impregnação e repouso para polimerização, as amostras foram levadas para o Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGC-USP), onde foram confeccionadas as lâminas delgadas em tamanho $5 \times 3 \times 30 \mu\text{m}$. As microfotografias foram realizadas no laboratório de microscopia do departamento de Agronomia da ESALQ/USP.

3.7. Descrição micromorfologia e interpretação

No estudo micromorfológico das lâminas delgadas utilizou-se microscópio óptico polarizante petrográfico. Quanto à terminologia adotada nessa dissertação, foram adotados os critérios e definições apresentados por Bullock et al. (1985) e Stoops (2003).

Nesta dissertação foram considerados todos os termos utilizados por Bullock et al. (1985) e Stoops (2003), mesmo reconhecendo-se que alguns termos de Brewer (1976) são mais convenientes em regiões tropicais, como por exemplo, plasma e esqueleto. Assim seguirá abaixo as definições adotadas:

- **Fabrica do solo:** organização total do solo (componentes sólido, líquido e gasoso), ou seja, composta pelo fundo matricial (material grosseiro, fino e poros) e feições pedológicas.
- **Material grosseiro:** serão consideradas as frações silte e areia conforme Bullock et al. (1985). Brewer (1976) define o material grosseiro como **esqueleto**.
- **Material fino:** serão consideradas as partículas menores que $2 \mu\text{m}$ (fração argila) conforme Bullock et al. (1985). Brewer (1976), define esse material como **plasma**.

- **Fundo matricial:** é composto pelo arranjo entre os materiais grosseiro, fino e poros. É gerado através de processos pedogenéticos e é modificado por processos erosivos e hídricos que por sua vez geram as feições pedológicas.
- **Fábrica birrefringente:** arranjo espacial dos constituintes da fração argila que se encontra orientado dentro do fundo matricial e podem se formar por diversos processos. No caso dos encontrados as lâminas analisadas, foram todos por *stress* resultantes de esforços e tensões. Abaixo segue a definição e o termo correspondente utilizado por Brewer (1976).

Quadro 3: Definições de Bullock et al. (1985) e de Brewer (1976) para fábrica birrefringente

Definições de Bullock et al. (1985) para a fábrica birrefringente (b-fabric)	
Indiferenciada: ausência de cores de interferência no plasma por estar formado por materiais isotrópicos ou opacos, ou por mascaramento pelo húmus, sesquióxidos, etc. (<u>Isótico de Brewer</u>)	
Cristalítica: presença de pequenos cristalitos birrefringentes (ex. calcita), ou fragmentos minerais (mica ou sericita pequenos). (<u>Crística de Brewer</u>)	
Salpicada: caracterizada pela ocorrência de uma massa fina de manchas de argila óticamente orientada arranjada ao acaso, menores que as unidades primárias na escala de observação. Quanto o plateau é rotacionado os grãos individuais se apagam.	Salpicada granida: consiste em manchas individuais e isolados. (<u>Insépico do Brewer</u>) Salpicada em mosaico: as manchas birrefringentes estão em contato umas com as outras resultando numa configuração em mosaico. (<u>Mossépico do Brewer</u>)
Estriada: caracterizada pela presença de zonas alongadas ou linhas birrefringentes onde as partículas mostram mais ou menos extinção simultânea. As cores de interferência nas linhas não são contínuas apresentando um padrão estriado. Estas linhas apresentam limites difusos e não são distinguidas sob luz normal. (<u>Est. plásmicas Sépicas de Brewer</u>)	Poroestriada (Vossépico de Brewer) Granoestriada (Esquelsépico de Brewer) Monoestriada Estriada paralela Estriada reticular Estriada cruzada Estriada ao acaso Estriada circular Estriada em crescente
Estrial: os domínios de argila apresentam orientação paralela. Típico para materiais sedimentares.	

- **Feições pedológicas:** as feições pedológicas encontradas foram revestimentos, preenchimentos constituídos por argila e óxidos de ferro e nódulos, cimentados por óxidos de ferro. Optou-se pela utilização dos termos por Bullock (1985): revestimento, hipo-revestimento, quase-revestimentos e preenchimentos. Entre os revestimentos foram encontrados os típicos,

crescentes, e de ligação, a maioria microlaminada indicando processo de iluviação, e alguns zonados, indicando segregações ligadas ao ferro. Os preenchimentos encontrados na maioria são microlaminados. Brewer denomina os revestimentos como cutãs.

- **Distribuição relativa:** está relacionada ao padrão de distribuição entre o material grosseiro e fino, ou seja, o fundo matricial. Aqui serão utilizadas as terminologias: mônica, gefúrica, chitônica e porfírica conforme Bullock et al. (1985) e Stoops (2003).

3.8. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) e análise química pontual

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) é uma técnica que permite observar as características dos mais variados materiais a partir da emissão de feixes de elétrons sobre a amostra, sendo possível caracterizá-lo do ponto de vista da sua morfologia, sua organização e sua composição química (esta última quando o aparelho é munido de um detector S-EDX).

As imagens fornecidas pelo MEV possuem um caráter virtual, pois o que é visualizado no monitor do aparelho é a transcodificação da energia emitida pelos elétrons, ao contrário da radiação de luz.

Os equipamentos com detectores de energia dispersiva de raios-x (Energy Dispersive x-ray Spectrometer - EDS ou EDX) são de fundamental importância na determinação da composição dos minerais. Com o EDX é possível também fazer um mapeamento da composição química dos minerais expostos ao intemperismo, por exemplo, da borda em direção ao centro, e assim compreender como aquele mineral reage aos agentes do ambiente responsáveis por sua alteração.

Nesta pesquisa a microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi necessária para adquirir informações complementares a respeito das estruturas dos agregados dos diferentes tipos de solo encontrados na topossequência. Através das análises em MEV também se verificou o grau de alteração dos grãos de quartzo e a composição mineralógica dos materiais, sendo indispensável na análise da petroplintita encontrada no Neossolo Quartzarênico e no Gleissolo desenvolvido na transição entre arenito e basalto no sopé da vertente.

As análises foram realizadas no COMCAP (Complexo de Centrais de Apoio à Pesquisa) da Universidade Estadual de Maringá, num aparelho Shimadzu SS-550 Superscan com um detector S-EDX 500 acoplado, o que permitiu, além do imageamento, realizar identificações pontuais da composição química das amostras. Os aumentos utilizados variaram entre 40 e 10.000 vezes.

3.9. Difractometria de raios X (DRX)

A difração de raios X é uma técnica indicada para determinar as fases cristalinas presentes em diversos materiais, dentre eles os minerais. Isso acontece porque os átomos se ordenam em planos cristalinos separados entre si por distâncias da mesma ordem de grandeza dos comprimentos da onda dos raios X.

Quando se incide um feixe de raios X em um cristal, o mesmo interage com os átomos presentes, gerando o fenômeno de difração de raios X. A difração de raios X ocorre segundo a Lei de Bragg (Equação A), a qual estabelece a relação entre os planos que a originaram (característicos para cada fase cristalina):

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

n: número inteiro

λ : comprimento de onda dos raios X incidentes

d: distância interplanar

θ : ângulo de difração

Foi utilizada a difração de raios X para a identificação dos argilominerais presentes nos solos distribuídos na vertente estudada, pois de acordo com Albers et al.(2002), esta é a técnica mais indicada, porque uma análise química reportaria aos elementos químicos presentes no material mas não a forma como eles estão ligados.

Para a preparação das lâminas com a fração argila seguiu-se todos os procedimentos descritos por Albers et al.(2002). Os ensaios foram realizados num equipamento Shimadzu XRD 6000, os difratogramas de raios-X foram obtidos utilizando radiação CuK α e filtro de níquel, operando a 30 mA e 40 kV, em varredura escalonada de 0.02 por 0.60 segundos e amplitude de 2 a 30° para amostras em argila natural e de 2 a 10° para amostras glicoladas.

3.10. Atividades de gabinete

Em gabinete foram realizadas revisões bibliográficas sobre os temas citados na fundamentação teórica fundamentais para compreensão a respeito do assunto em pauta e sobre as características da área em estudo. Essas leituras permitiram a obtenção de bases científicas, conceituais e metodológicas essenciais para o desenvolvimento da pesquisa. E se fez necessária também uma revisão bibliográfica sobre os estudos realizados na região e sobre as características físicas e sócio-econômicas da área em estudo.

Em diversos momentos se fez necessário o trabalho de gabinete associado a trabalhos de campo: num primeiro momento para a interpolação dos dados adquiridos durante as tradagens e confecção de um primeiro croqui da topossequência, como cor e textura do solo, importantes para a escolha dos pontos para abertura de trincheiras.

Após a abertura das trincheiras novo croqui foi confeccionado, desta vez para determinar a extensão dos horizontes de solo ao longo da vertente, de acordo com os dados obtidos na descrição morfológica das mesmas.

Após as análises físicas em laboratório a topossequência foi digitalizada utilizando o software Corel Draw 13. As curvas de isovalores de argila e silte foram confeccionadas com o auxílio de três softwares: Surfer 8, Auto Cad 2007 e Corel Draw 13. E para confecção do modelo 3D da bacia em estudo foi utilizado o software Global Mapper 8 e Surfer 8. As cartas da bacia foram confeccionadas utilizando o SIG ArcGis 9.2.

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DO ESTUDO

Para caracterização da área do estudo, além de dados bibliográficos foram realizados diversos mapeamentos na bacia do córrego Aratu, utilizando-se imagens de satélite, dados altimétricos e levantamento de campo que resultaram em varias cartas temáticas: a geológica, a hipsométrica, a de declividade, a de curvatura vertical, a de solos e a de ocupação e uso do solo. Esses levantamentos foram importantes para a compreensão da distribuição dos solos na topossequência, assim como para a compreensão da relação entre pedogênese e geomorfogênese.

4.1. Geologia

A litologia da bacia do córrego Aratu é composta predominantemente por arenitos da Formação Caiuá. Ocorre também basalto da Formação Serra apenas no setor inferior da vertente, abaixo das altitudes de 450m (Fig. 5). Na montante da bacia, junto às nascentes, o córrego se desenvolve sobre o arenito, porém, após poucos metros já começa a correr sobre o substrato do basalto até a confluência com o ribeirão Esperança. Analisando-se o perfil longitudinal do córrego, nota-se que no contato entre as duas litologias se desenvolve um pequeno ressalto no canal, enquanto mais a jusante, sobre o basalto surge outro ressalto bem evidente (Fig. 4).

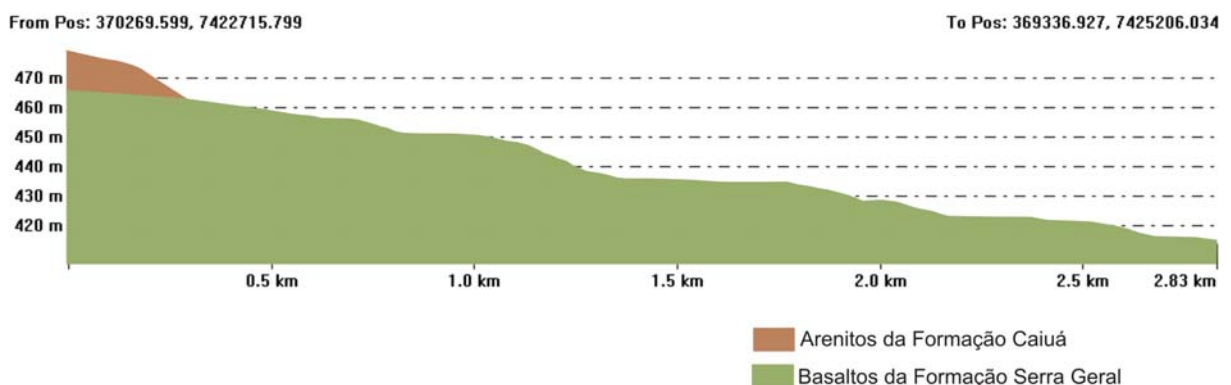


Figura 4 – Perfil longitudinal do córrego Aratu

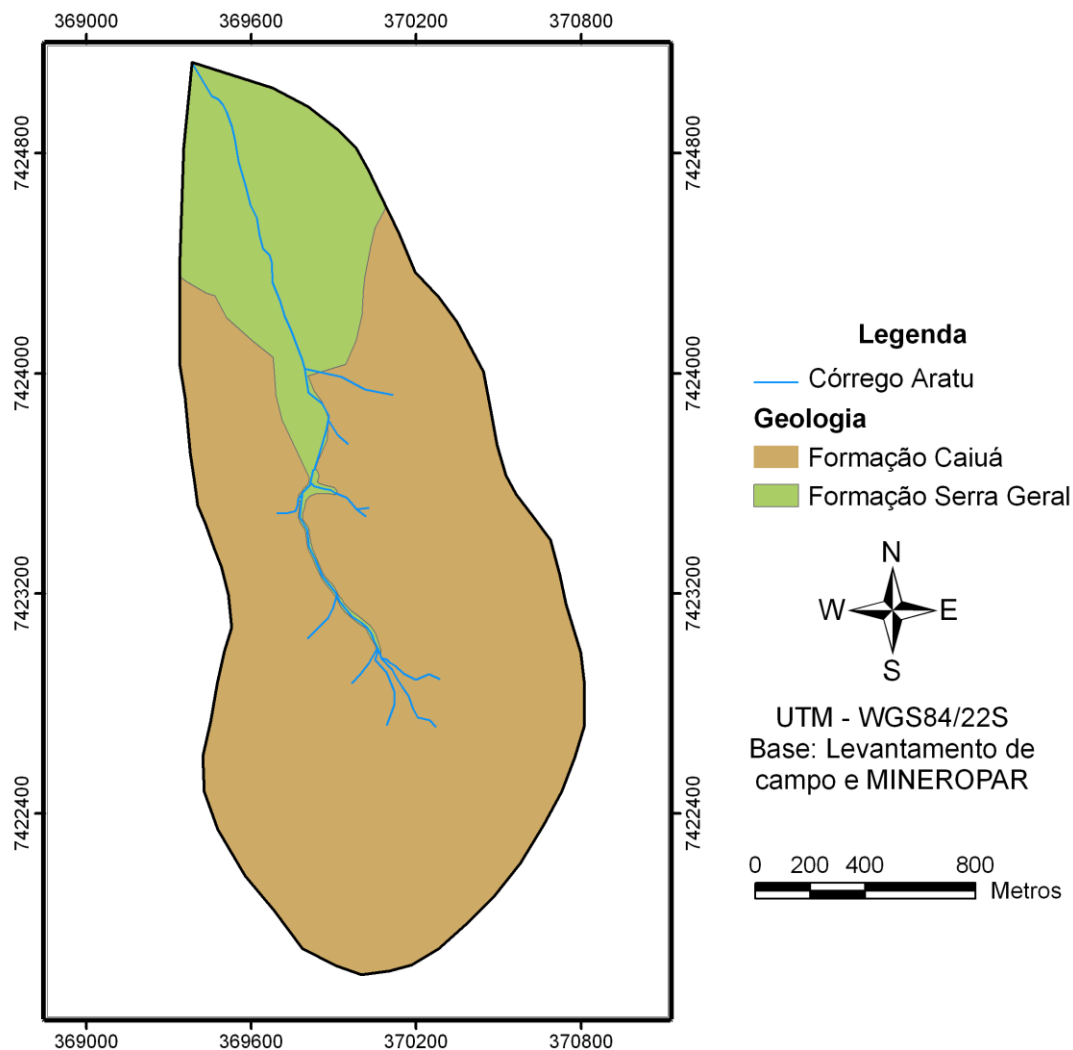


Figura 5 – Carta geológica da bacia do córrego Aratu

4.1.1. Formação Serra Geral

De acordo com Nardy et al. (2002) a Formação Serra Geral é resultado de um extenso evento vulcânico de natureza fissural que inundou a bacia do Paraná com cerca de 800.000Km^3 de lavas e recobriu aproximadamente 75% de toda sua superfície. O vulcanismo da bacia do Paraná é essencialmente de natureza básica e caráter toleítico.

A Formação Serra Geral apresenta três tipos litológicos distintos: basaltos e andesibasaltos toleíticos (negros, subfaneríticos, maciços ou vesiculares); riolitos e riolitos do tipo Palmas (afíricos, com textura “sal e pimenta” e matriz granofírica); quartzo latitos e riolitos do tipo Chapecó (porfíricos com textura vitrofírica). Tais tipos podem ser identificados a partir de exame macroscópico que definem três

unidades litoestratigráficas distintas: Segmento básico inferior denominado Formação Serra Geral, representa 97,5% do volume total das rochas vulcânicas da bacia do Paraná; unidades Palmas e Chapecó que recobrem 2 e 0,5%, respectivamente do volume total da Formação Serra Geral e representam o último pulso vulcânico (PINESE & NARDY, 2003).

Na região estudada predominam basaltos e andesibasaltos. Os basaltos são constituídos basicamente de plagioclásios e augitas, além de olivinas e acessórios onde se incluem a magnetita, ilmenita e apatita disposta em corpos tabulares, recobertos por espesso manto de alteração.

No noroeste do Paraná, sobrepostos ao basalto encontram-se os depósitos sedimentares pós-vulcânicos do Grupo Bauru e depósitos do Quaternário.

4.1.2. Arenitos da Formação Caiuá

A Formação Caiuá é composta por areia de textura fina a média, com pouca matriz argilosa, de cor marrom-arroxeadada a avermelhada. Constitui-se essencialmente de quartzo, feldspatos e calcedônia. Os grãos são em geral sub-arredondados a arredondados, foscos e encobertos por películas de óxido de ferro. Devido à homogeneidade textural e estratificação cruzada de grande porte sugere-se deposição eólica (SOARES et al., 1980).

De acordo com Soares et al (1980), a principal característica da Formação Caiuá é a uniformidade da litológica, representada por arenitos muito finos a médios, com estratificação cruzada de grande porte. Os arenitos apresentam seleção boa nos níveis de estratificação, variando entre lâminas de areia fina, lâminas de areia média e muito fina, com rara matriz lamítica, inferior a 5%. Ocasionalmente, ocorrem lâminas de arenito com teor elevado de matriz. Os grãos de quartzo são de subarredondados a bem arredondados com grau variável de esfericidade, envolvidos por uma película de limonita que fornece cor vermelha-escura a arroxeadada para a rocha. Soares et al (op. cit.) supõe que a limonita seja resultado da alteração de minerais de ferro como a magnetita.

Os arenitos são compostos por grãos de quartzo (dominantes) com ocorrência em menor porcentagem (máximo 15%) de calcedônia e opala. A estrutura

sedimentar apresenta estratificação cruzada de grande porte, com mergulho das lâminas para oeste. O contato da Formação Caiuá com a Formação Serra Geral é discordante.

Segundo Fernandes (1992), o tom arroxeadado dos arenitos está associado à presença de cimento argiloso, enquanto o tom marrom-avermelhado é devido à presença de óxidos de ferro. Verifica também que na parte basal da Formação Caiuá, logo acima do contato com basaltos, ocorre uma brecha sustentada por matriz areno-argilosa, com espessura variando entre 0,25 a 1,3m. O arcabouço é composto por fragmentos de basalto

De acordo com sondagens realizadas pela SUREHMA, os arenitos da Formação Caiuá apresentam espessura média de 100m, tendo em torno de 200 metros na região de Umuarama e o mínimo de 40m na região de Maringá, apresentando-se dessa forma mais delgado em direção NE (JABUR e SANTOS, 1984).

4.2. Clima

O clima é um fator ativo na formação dos solos, influenciando no caráter e na intensidade do intemperismo bem como dos processos pedogenéticos.

Devido a posição geográfica o noroeste do Paraná fica submetido a elevadas temperaturas nos meses de verão e temperaturas amenas nos meses de inverno. Aliado a isso, a região apresenta baixas quotas altimétricas, o que possibilita a entrada de massas de ar tropicais e extratropicais, contribuindo assim para a definição de suas médias climáticas.

De acordo com a classificação de Köppen (1948), o clima da região, é definido como subtropical úmido mesotérmico, com verões quentes, onde a temperatura média do mês mais quente é superior a 22°C e a temperatura do mês mais frio é inferior a 18°C. A probabilidade de geadas é de 10 a 20%, apresentando uma freqüência média de 3,5 geadas por ano.

O município de Floráí não possui estação meteorologia, assim, foram utilizados dados de temperatura e precipitação do período de 1975 a 2008 da estação mais próxima, neste caso a de Paranaíba.

De acordo com as cartas climáticas do estado do Paraná, Floráí apresenta verões quentes, com temperatura média do trimestre mais quente (janeiro) variando entre 28°C e 29°C e a temperatura média do trimestre mais frio entre 17°C e 18°C (Fig. 6).

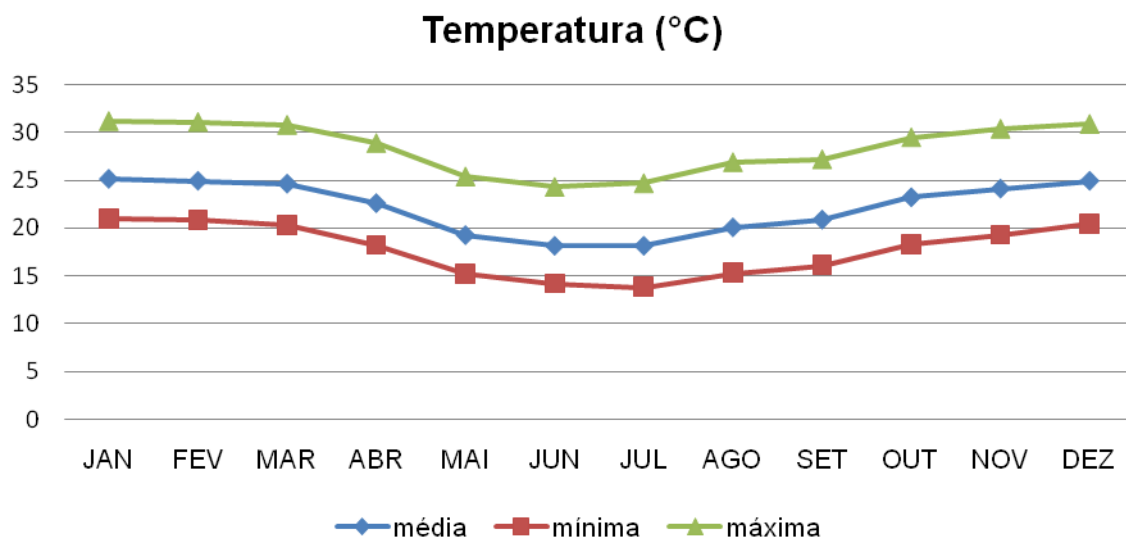


Figura 6 - Média Mensal da Série de Dados Temperatura dos anos de 1975 a 2008 da Estação meteorológica de Paranaíba, PR. Fonte: Iapar – Simepar

As chuvas apresentam tendência a concentrar-se nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, com média de 600mm. Os meses de junho, julho e agosto representam um período de estiagem, com precipitação média de 225mm, a pluviosidade anual varia em torno de 1.400 a 1.600mm (IAPAR, 1994). A temperatura média anual compreendida entre 1975 a 2008 foi de 22,2°C, enquanto a precipitação média anual alcançou 1.485mm (Fig. 7).

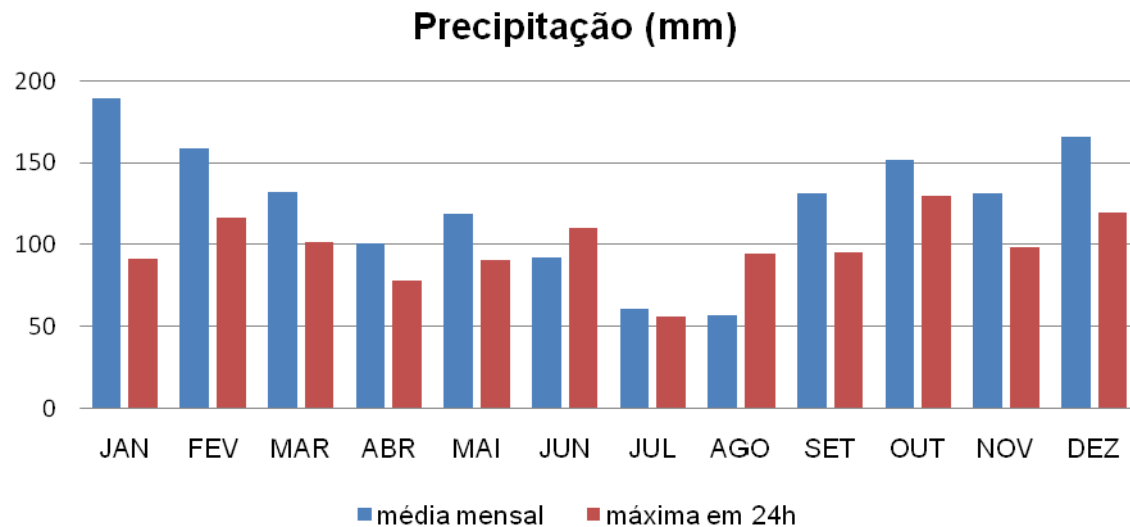


Figura 7 - Médica Mensal da Série de Dados de Precipitação dos anos de 1975 a 2008 da Estação Meteorológica de Paranaíba, PR. Fonte: Iapar – Simepar

Tais características climáticas de acordo com Toledo et al. (2001) favorecem ao processo de alteração denominada monossilificação, predominando a caulinita, e óxidos e hidróxidos de ferro como a hematita e goethita.

4.3. Geomorfologia

Santos et al (2006b) realizaram o mapeamento geomorfológico do estado do Paraná seguindo os procedimentos metodológicos utilizados por Ross (1997). Para tal, utilizaram-se os “conceitos de morfoescultura e morfoestrutura desenvolvido pelos geomorfólogos russos Gerasimov (1946)¹, Mescerjakov (1968)² e Gerasimov & Mescherikov, (1968)³” (SANTOS et al, 2006 b). A compartimentação geomorfológica proposta por Santos et al (2006b) é complementar à primeira divisão do relevo do estado do Paraná realizada por Maack (1941).

¹ GERASIMOV, I.P. Essai d'interprétation geomorphologique du schéma general de la structure geologique de l'URSS. Problèmes de Geographie Physique, Vol. 12, Tzd. Vo AN SSSR, Moscou, 1946.

² MESCERJAKOV, J.P. Lês concepts de morphostructure et de morphoesculture: um nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. Annales de Geographie, 77 années, n. 423 : 539-552, Paris, 1968.

³ GERASIMOV, I. P. & MESCHERIKOV, J. A. Morphostructure. In the encyclopedia of geomorphology. Ed. R. W. Fairbridge, 731-732, New York: Reinhold Book Co, 1968.

De acordo com o Atlas Geomorfológico da Mineropar (2006), o município de Florai está localizado na transição entre duas subunidades morfoesculturais: Planalto de Campo Mourão, ao sul e Planalto de Umuarama, ao norte. Essas subunidades fazem parte da Unidade Morfoescultural “Terceiro Planalto Paranaense”, que está inserida na Unidade Morfoestrutural “Bacia Sedimentar do Paraná”.

A subunidade morfoescultural denominada Planalto do Campo Mourão, apresenta dissecação baixa e ocupa uma área de 2.896,01km². A classe de declividade predominante é menor que 6% em uma área de 1.726,36km². Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 340m com altitudes variando entre 260m (mínima) e 600m (máxima). As formas predominantes são topos aplainados, vertentes retilíneas e côncavas na base e vales em V, modeladas em rochas da Formação Serra Geral (MINEROPAR, 2006).

A subunidade morfoescultural, denominada Planalto de Umuarama, apresenta dissecação média e ocupa uma área de 695,67km². A classe de declividade predominante está entre 6-12% em uma área de 350,49km². Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 320m com altitudes variando entre 280m (mínima) e 600m (máxima). As formas predominantes são topos alongados e aplainados, vertentes convexas e vales em “V”, modeladas em rochas da Formação Caiuá (MINEROPAR, 2006).

A área de estudo está localizada na subunidade morfoescultural “Planalto de Umuarama”. Mas como está muito próxima da transição entre a subunidade “Planalto de Campo Mourão”, a bacia do córrego Aratu apresenta arenitos da Formação Caiuá no topo das vertentes e basalto da Formação Serra Geral na baixa vertente.

Andrade (2005) compartimentou o município de Florai em três unidades de paisagem: Platô Elevado de Florai (setor nordeste), Platô Elevado de Nova Bilac (setor noroeste) e Baixo Patamar da Genúncia (setor sul do município). A bacia do córrego Aratu, afluente do ribeirão Esperança, está inserido no Platô Elevado de Florai. Esse compartimento apresenta, no topo do interflúvio, altitudes que variam

entre 460 e 560m, chegando entre 340 e 380m junto aos principais cursos d'água (Fig. 8).

De acordo com Andrade (2005):

“Na maior parte desse compartimento domina como substrato geológico a Formação Caiuá registrando-se, contudo, a ocorrência do basalto da Formação Serra Geral nos setores de baixa vertente e fundos de vale. Essa composição e distribuição do substrato geológico aparece marcada tanto na morfologia das vertentes, acentuadas por rupturas nas zonas de contato arenito/basalto (entorno de 400m de altitude), quanto nos tipos de solos que ocorrem ao longo das vertentes. Nesta unidade, as vertentes voltadas para o Ribeirão Esperança (quadrante norte) apresentam um comprimento médio em torno de 2500 metros. Apresentam-se desdobradas em pequenos patamares em função do entalhe dos tributários de primeira e segunda ordem do ribeirão Esperança. Essa morfologia mais complexa cria uma alternância entre segmentos de declividades fracas e segmentos de declividades mais fortes ao longo das vertentes. Assim observa-se nos setores de alta a média vertente, segmentos de declividades entre 8 e 20% alternando-se com segmentos praticamente planos (declividades de 0 a 3%); já nos setores de média a baixa vertente ocorre mais freqüentemente a alternância de segmentos de declividades fracas, entre 3 e 8%, com segmentos de declividades mais fortes, entre 8 e 20% e, eventualmente, superiores a 20%” (ANDRADE, 2005).

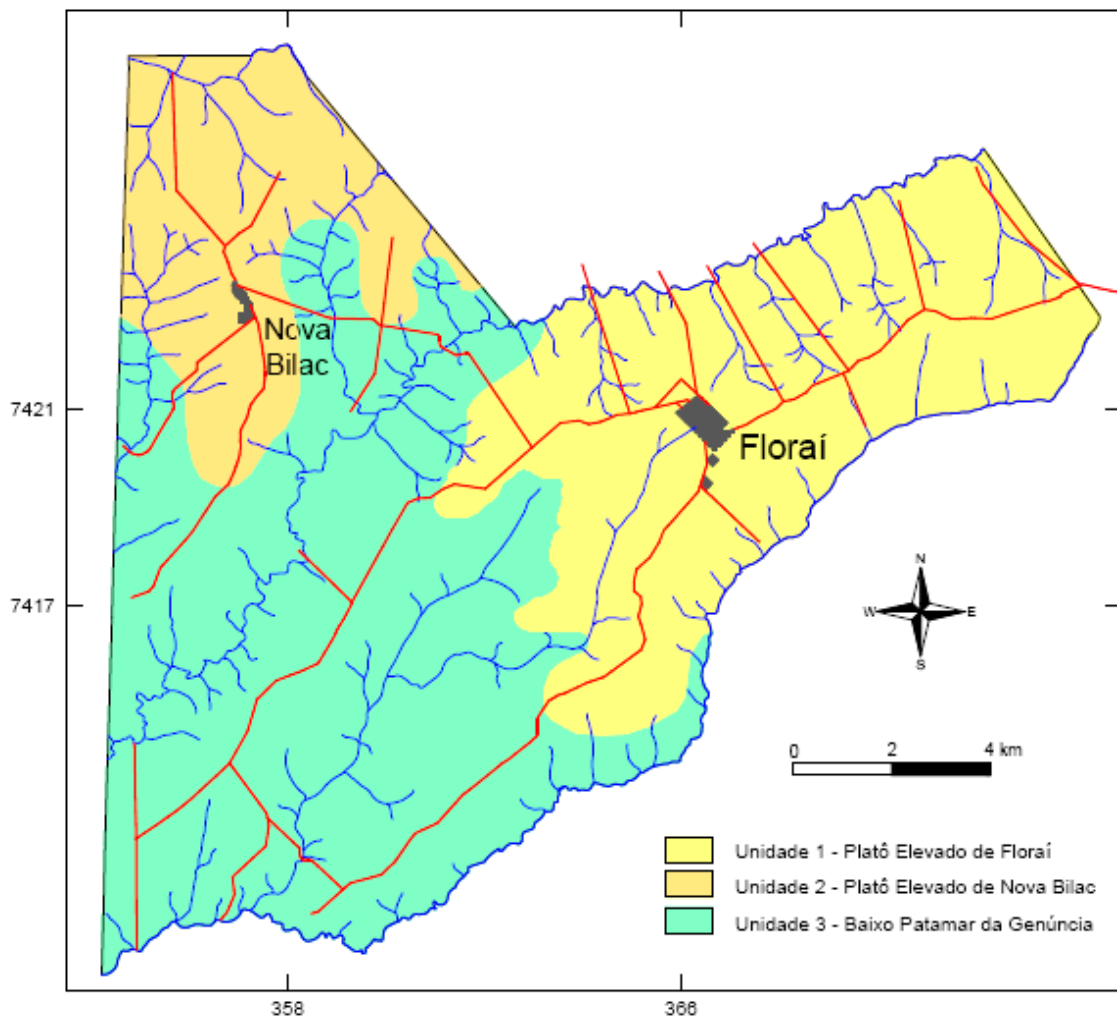


Figura 8 - Unidades de Paisagem de Florai, de acordo com Andrade (2005)

As cartas de declividade, hipsométrica e de curvatura vertical corroboram com a descrição de Andrade (2005), entretanto apresentam maior detalhe de informação devido à escala utilizada.

A análise da carta hipsométrica demonstra que existe pequena amplitude altimétrica na área do estudo, com variações entre 525 e 415m, correspondendo respectivamente aos divisores d'água da bacia e aos setores próximos à foz do córrego (Fig. 9).

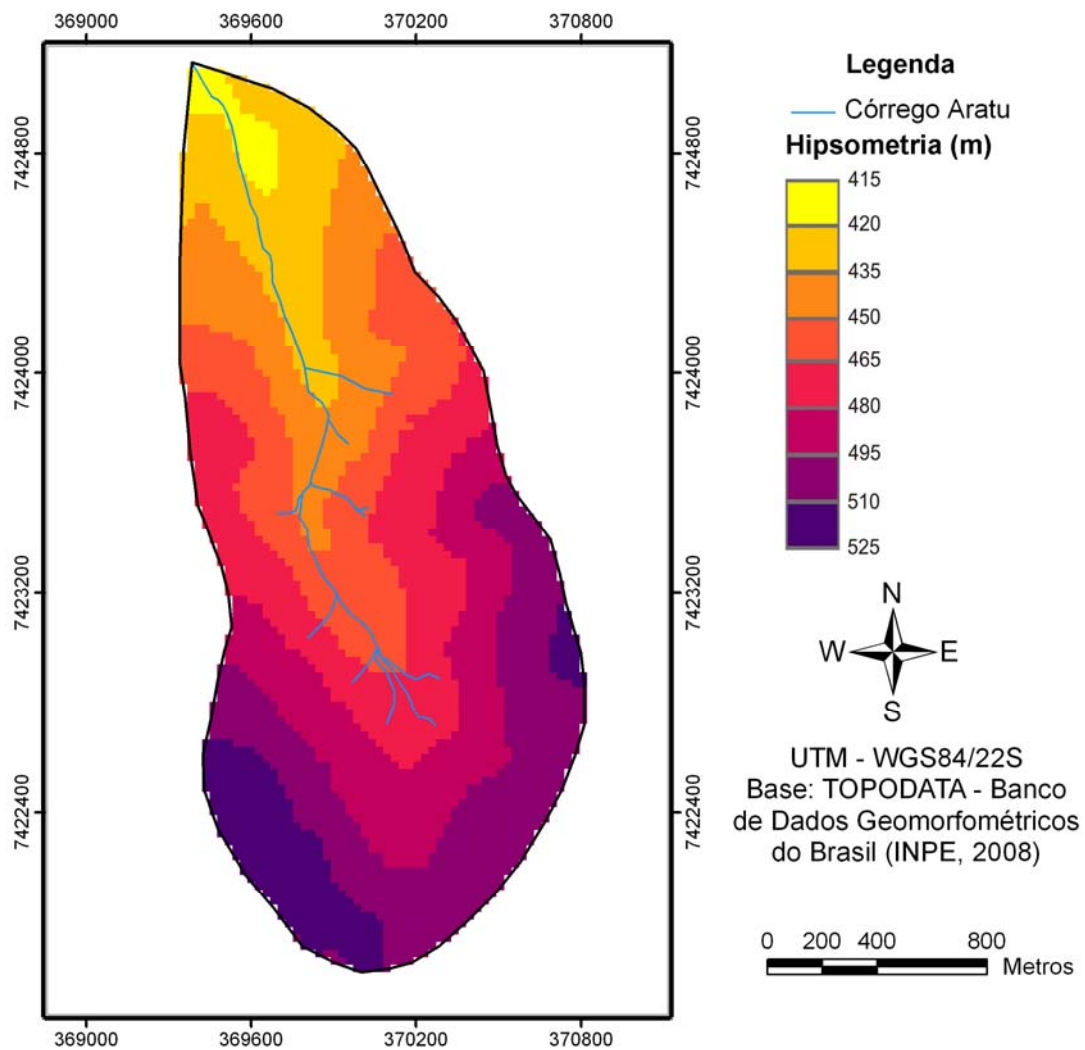


Figura 9 - Carta hipsométrica da bacia do córrego Aratu

As declividades da bacia variam entre $< 2\%$ e 17% , configurando assim, relevo ondulado. Verifica-se que as declividades compreendidas entre 5 e 10% dominam a maior área da bacia, enquanto as maiores compreendidas entre 10 e 15% , estão próximas as quebras de declive onde formam os patamares pouco marcado (Fig. 10)

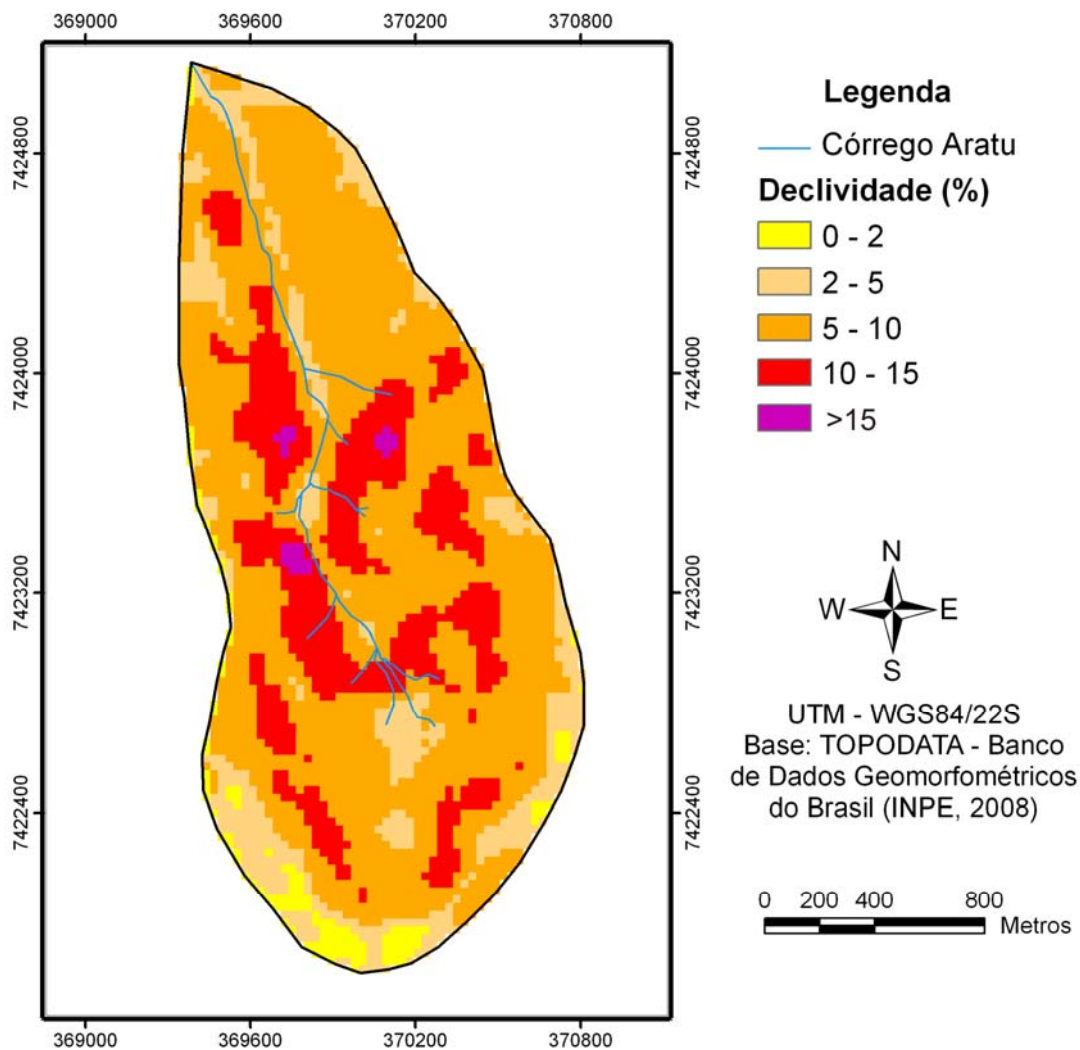


Figura 10 – Carta de declividade da bacia do córrego Aratu

Analisando a carta de curvatura vertical, local da toposequência estudada, é possível identificar mudanças de relevo ao longo da vertente, responsável pelo desenvolvimento de patamar. Na montante, setor da cabeceira, a vertente apresenta segmento de topo plano a levemente convexo. O segmento da alta até o final da média baixa vertente apresenta perfil convexo a retilíneo pouco marcado, passando a jusante, para levemente côncavo, desenvolvendo um pequeno patamar (TR III). A partir da TR IV, na baixa vertente apresenta perfil praticamente retilíneo até o sopé. Porém na TR V desenvolve leve rebaixamento.

Essa configuração de vertente é característica da cabeceira de drenagem da bacia do córrego Aratu (Fig. 11). À medida que se avança para a jusante do córrego, os segmentos de vertente próximos ao sopé tendem a ficar com perfil côncavo. Cabe ressaltar que as cartas foram confeccionadas a partir de dados SRTM,

acarretando num exagero da área côncava da baixa vertente, logo após a cabeceira, devido ao efeito dossel, onde a copa das árvores que circundam o córrego são entendidas como superfície do terreno, assim os dados são interpolados apresentando segmento côncavo maior do que o real em área onde ocorre mata ciliar.

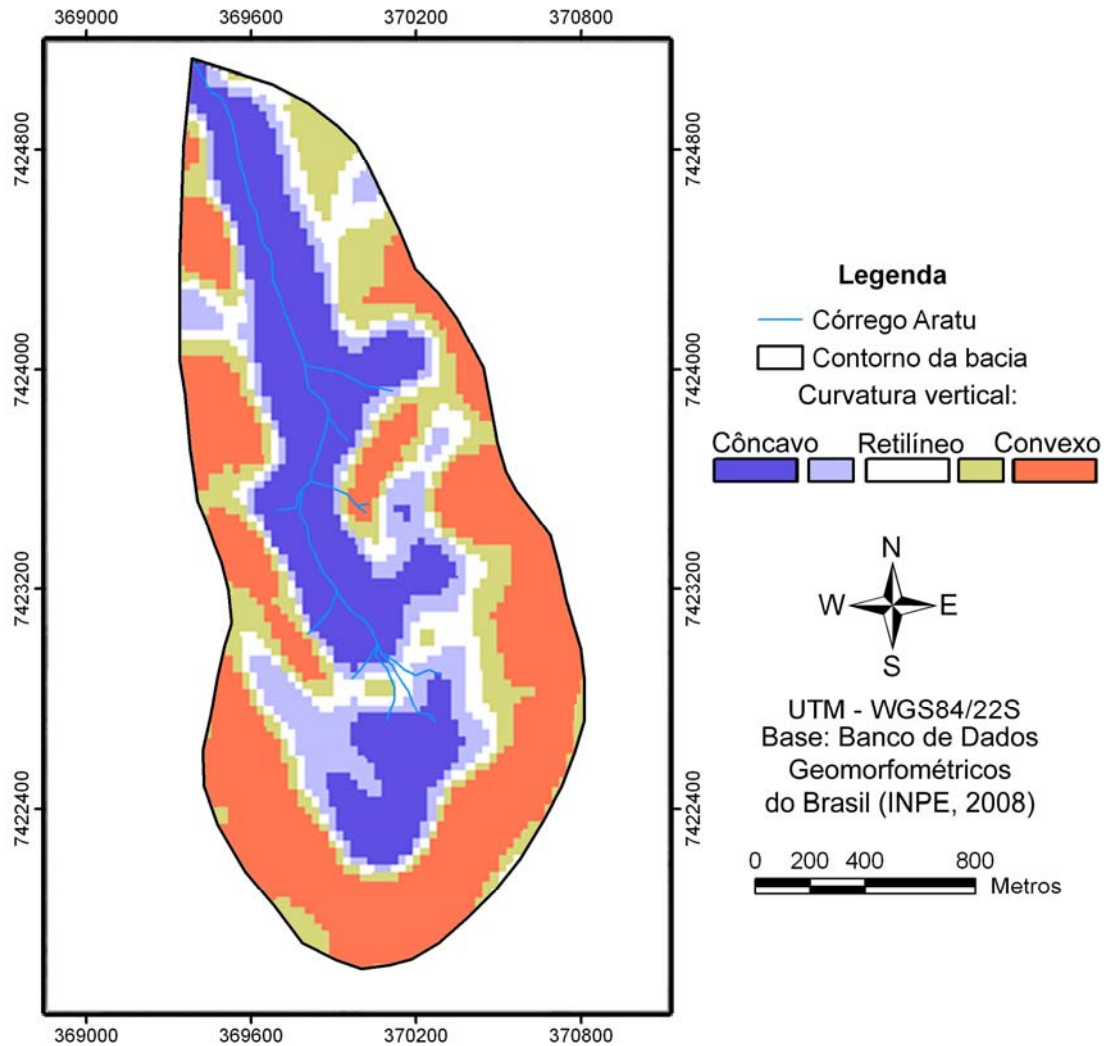
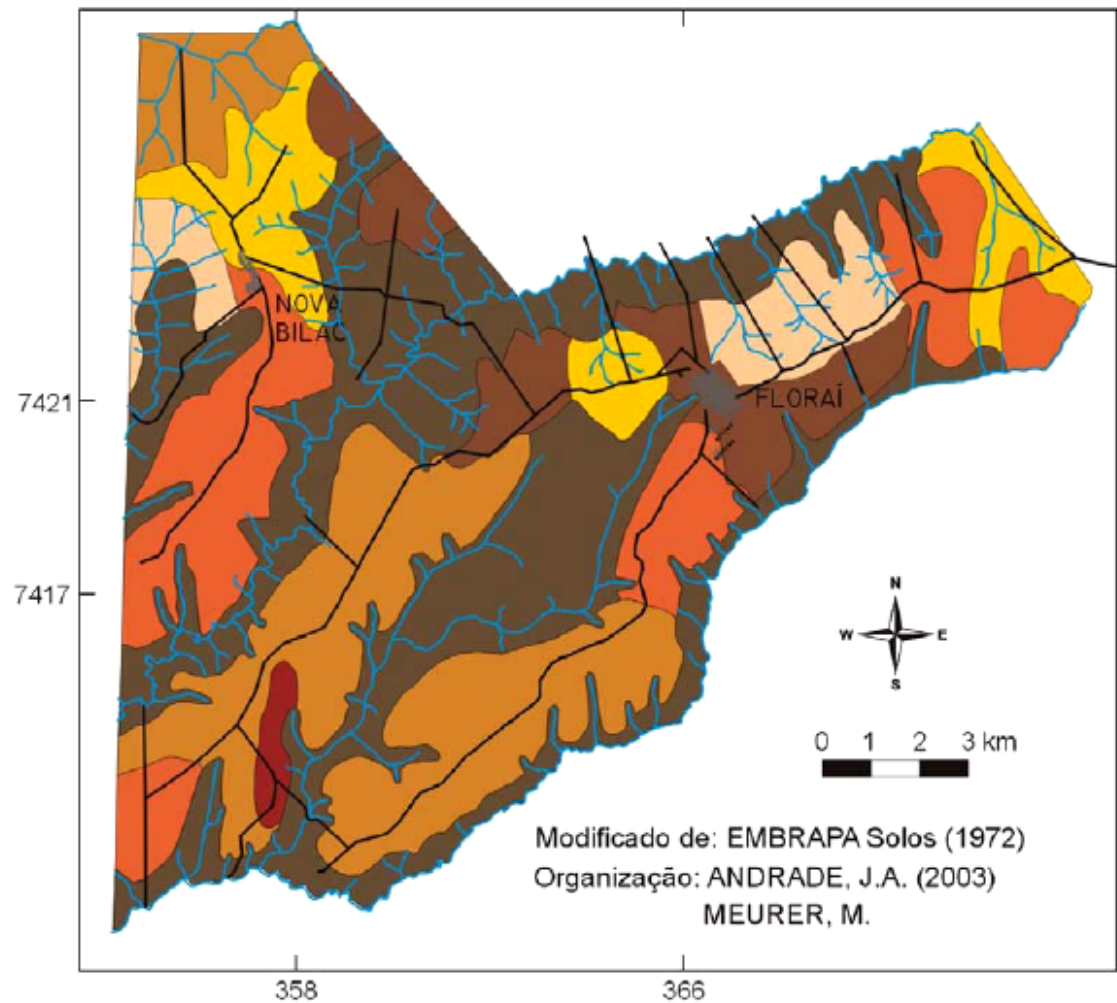


Figura 11 – Carta de curvatura vertical da bacia do córrego Aratu

4.4. Cobertura Pedológica

Andrade (2005) realizou levantamentos dos solos do município de Floráí, e confrontou com os dados apresentados pela EMATER-PR. Dessa forma, o autor elaborou um mapa de solos mais representativo e detalhado da área contendo nove classes de solo (Fig. 12).



- LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico
- LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico textura argilosa
- LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico textura média
- LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico textura média
- NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico
- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Eutrófico típico textura média
- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico abrupto textura média
- * NEOSSOLOS QUARTZARÊNICOS - inexpressivos nesta escala
- * NEOSSOLOS LITÓLICOS - inexpressivos nesta escala

Figura 12 - Solos do município de Florai (Andrade, 2005)

Na maior parte do setor do compartimento do Platô Elevado de Florai ocorre uma associação de solos caracterizada pela presença do Latossolo Vermelho de textura média no topo e alta vertente, seguido do Argissolo Vermelho-amarelo de textura média nos segmentos de média alta até a baixa vertente, ambos derivados da Formação Caiuá. Na baixa vertente aparecem os Nitossolos Vermelhos associados à ocorrência do basalto (ANDRADE, 2005).

Devido à necessidade de um mapeamento mais detalhado da bacia do córrego Aratu, foram efetuadas sondagens e análises morfológicas e granulométricas de toda a bacia, para a elaboração da carta de solos da bacia estuda (Fig. 13). Para a classificação e nomenclatura dos tipos de solo foi utilizado como base aquele de Andrade (2005), bem como o levantamento dos solos do estado do Paraná (EMBRAPA/IAPAR, 1984). Os tipos de solo encontrados na bacia foram:

LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico textura média e LATOSSOLO VERMELHO Distrófico argissólico textura média: ocorre na área de cabeceira da bacia de drenagem, entre as declividades de 0 a 5%. São solos derivados de arenitos da Formação Caiuá. São bem drenados e possuem características morfológicas homogêneas ao longo do perfil que excede a 3m de profundidade.

Apresentam baixa fertilidade natural, necessitando assim de uso de fertilizantes e corretivos. Necessitam, também, de adubação orgânica para elevação da capacidade de retenção de água e nutrientes. Nos últimos anos esse tipo de solo vem sendo utilizado para cultivo de soja e milho como culturas temporárias e para a citricultura para culturas permanentes.

O **LATOSSOLO VERMELHO Distrófico argissólico textura média**, ocupa a alta vertente e caracteriza a transição entre o **LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico textura média** e o **ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abruptico textura média**. Por ser pouco representativo na escala de desse trabalho o mesmo foi agrupado ao **LATOSSOLO**.

ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abruptico textura média: é o tipo de solo mais representativo da bacia, se desenvolve desde a média até a baixa vertente, estendendo-se desde a cabeceira da bacia até o início do terço inferior do curso do córrego, quando começa a desenvolver-se o nitossolo.

Na área de cabeceira onde as vertentes são mais longas e alternadas com segmentos convexo-côncavo-convexo-retilíneo, aparece outra classe de solo, o **ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abruptico latossólico textura média** que por ser

pouco representativo na escala do trabalho foi agrupado ao ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abrúptico textura média. Esses solos são derivados do material sedimentar da Formação Caiuá. O ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abrúptico textura média, apresenta perfil em torno de 2m de profundidade, enquanto o ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abrúptico latossólico textura média chega a alcançar profundidades superiores a 3m.

Esses solos apresentam mudança textural abrúptica entre os horizontes E e Bt. Apresenta baixa fertilidade natural e alta susceptibilidade à erosão devido ao contraste de permeabilidade entre os horizontes E e Bt. A água penetra rapidamente no horizonte E, migrando lateralmente, em subsuperfície, sobre o horizonte Bt. Segundo Andrade (2005), a construção de patamares em curva de nível, que expõe o horizonte Bt pouco permeável, pode desencadear, dependendo do uso, processos erosivos associados ao escoamento superficial.

NITOSSOLO VERMELHO Eutroférico: ocorre no baixo curso do córrego Aratu. Este solo é derivado do basalto, apresenta textura argilosa no horizonte A e muito argilosa no horizonte B, caracterizando baixo gradiente textural e espessura em torno de 2m. Próximo às drenagens o nitossolo está recoberto por depósitos arenosos, com espessura entre 10 a 40cm, de origem coluvial, derivados dos materiais da cobertura pedológica que ocorrem nas setores mais altos da bacia.

O Nitossolo apresenta alta fertilidade natural, capaz de manter-se produtivo por muitos anos, no entanto, Andrade (2005), afirma que para manter alta produtividade por tempo indeterminado são necessárias práticas adequadas de controle de erosão e adubação, principalmente a base de fósforo.

NEOSSOLO QUARTZARÊNICO: são originados da total lixiviação dos argissolos ou gerados diretamente da intemperização do arenito. São constituídos pelos horizontes A e C, podem apresentar horizonte petroplíntico no contato com a rocha alterada, em razão da oscilação do lençol freático. Em geral, correm na baixa vertente e podem alcançar 2m de espessura. Apesar de sua ocorrência ser limitada à baixa vertente e de área restrita, necessita de atenção especial quanto ao uso e manejo, uma vez que é extremamente susceptível a erosão.

GLEISSOLO: aparece numa área embaciada, localizada na cabeceira de drenagem. Esse solo apresenta um horizonte coluvial com cerca de 15cm de espessura, seguido de um horizonte esbranquiçado e muito arenoso de cerca de 10cm. Entre 30 e 45cm de profundidade ocorre uma camada orgânica de coloração escura, sobreposta a um horizonte de tons alaranjados e mosqueado.

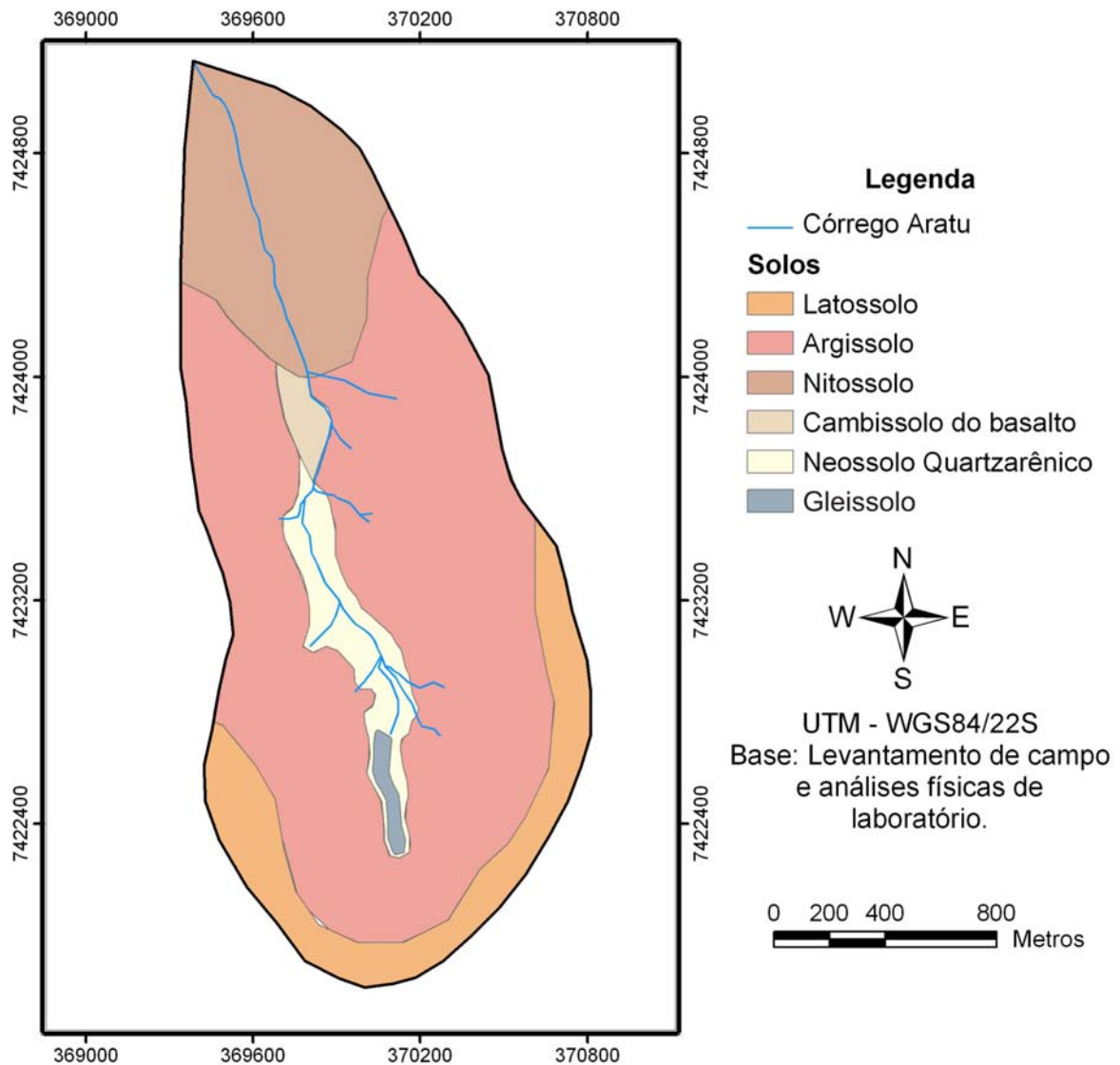


Figura 13 – Carta de solos da bacia do córrego Aratu

4.5. Cobertura vegetal original

De acordo com o mapa de vegetação do Brasil (IBGE, 2004), a vegetação original do noroeste do Paraná era composta pela Floresta Estacional Semidecidual. A diversidade de vegetação era composta pela ocorrência de palmeiras, especialmente **Euterpe edulis**, juntamente com perobas (**Aspidosperma**

polyneuron e **A. ramiflorum**), cedros (**Cedrela fissilis** e **C. brasiliensis**), canelas (**Nectandra puderula** e **N. lanceolata**), biogeneáceas, ipês (Tabebuias) e cabreuva (*Myrocarpus*), (TROPMAIR, 1990). Entretanto, na região de ocorrência da Formação Caiuá a vegetação apresentava-se menos exuberante intercalado pela presença de cerrado e campos rupestres.

Leitão Filho (1987) salienta que na Floresta Estacional Semidecidual, denominada pelo autor de mesófilas semi-decíduas, existem duas estações bem pronunciadas - uma chuvosa e quente (setembro-março) e uma mais seca e mais fria (abril-agosto). Desta forma, no período de inverno ocorre uma queda de folhas e a floresta responde claramente a essa situação climática. As matas mesófilas semidecíduas de planalto são caracterizadas pela marcante presença de algumas famílias - Fabaceae, Meliaceae, Rutaceae, Euphorbiaceae, Lauraceae, Myrtaceae que apresentam uma maior diversidade de espécies. Esses dados são válidos particularmente para os estratos superiores da mata, enquanto os estratos arbóreos inferiores são marcados pela presença das famílias Rubiaceae, Myrtaceae, Euphorbiaceae e Rutaceae (LEITÃO FILHO, 1987). Atualmente o município de Florai apresenta menos de 1% de área coberta com vegetação original. Isso se deve à grande devastação que se iniciou no final da década de 1940, com as frentes de colonização.

4.6. Processo de colonização e uso do solo atual

Andrade (2005) faz uma cuidadosa revisão sobre o processo de colonização do município de Florai. Com base nesses dados contidos no site oficial do município de Florai foi elaborado um breve histórico da ocupação do município.

Florai teve duas frentes de expansão iniciadas em 1949. Entraram no município algumas famílias provenientes da Fazenda Paranhos, na estrada divisora com o município de São Carlos do Ivaí. Essa fazenda havia sido instalada na divisa das possessões da CMNP e da BRAVIACO – Companhia Brasileira de Aviação Comercial, às margens do ribeirão Esperança.

Progressivamente os pioneiros foram derrubando a floresta e alargando os caminhos e picadas até seus lotes, dando passagem aos caminhões e carroças. No

ano de 1958, já não havia mata em Florai restando apenas algumas manchas isoladas em algumas propriedades. Naquela época não havia nenhum tipo de preocupação ambiental, uma vez que o próprio governo colaborava com a devastação, cobrando imposto de quem não derrubasse a mata. Nem mesmo as proximidades de nascentes e margens de ribeirões eram poupadas, sendo comum empurrar troncos e galhos para dentro dos cursos d'água. Em pouco tempo a mata deu lugar à cultura de café, que perdurou até meados da década de 1970.

Os primeiros cafezais do município de Florai datam do ano de 1952 e por quase três décadas foi o responsável pelo desenvolvimento municipal. Foi nesse período que Florai recebeu o maior fluxo migratório comprovados pelos dados censitários. Em 1960 a população estimada de Florai era de 8.000 habitantes, em 1970 segundo o IBGE chegou a 11.050 habitantes e calcula-se que em 1975, ano da grande geada essa população girava em torno de 16.000 habitantes. No entanto, em 1980 dados do IBGE apontam para uma população declinante de 6.638 habitantes, em 1990 de 5.478 habitantes em 2000, 5.280 habitantes.

Com a crise cafeeira e a forte geada de 1975, o café foi substituído por culturas temporárias, em especial a soja, em áreas com solos derivados do basalto, e em áreas ocupadas com solos originados do arenito a cafeicultura foi sendo substituída por diversas outras atividades, como a bovinocultura de leite e corte, a sericicultura, a suinocultura, a avicultura de postura e corte, o plantio de algodão, milho, mandioca e algumas atividades de subsistência.

Começava nesta época um novo processo de profundas mudanças no município e região, alterando completamente o perfil social e econômico. Com a queda significativa da população dos pequenos municípios, e com significativo êxodo rural, a região passa a ser predominantemente urbana, devido a migração da população para os centros maiores. Recentemente, a cultura de soja na área do arenito tomou proporções de agronegócio, notadamente com apoio das duas grandes cooperativas que atuam no município, "Integrada" e "Cocamar", responsáveis pelo incremento e a implantação de uma agricultura mais tecnificada.

De acordo com Andrade (2005), a ocupação da área rural no município de Florai ocorre da seguinte forma: "64% com atividades de lavouras anuais, 9%

lavouras permanentes, 15,7% de pastagem, 0,3% de reflorestamento, 0,8% de área urbana, estando o restante da área (8,9%) ocupada pelas rodovias, estradas vicinais, infra-estrutura de propriedades e cursos d'água”.

Na bacia do córrego Aratu, o uso do solo é constituído por cultura temporária (soja, milho e mandioca) e secundariamente por cultura permanente, predominando a citricultura. Verificam-se também áreas com pastagem, alguns pontos isolados com cafeicultura e silvicultura e no baixo curso do córrego, uma área com lagoas de piscicultura. A área florestada restringe-se às margens da drenagem (Fig. 14).

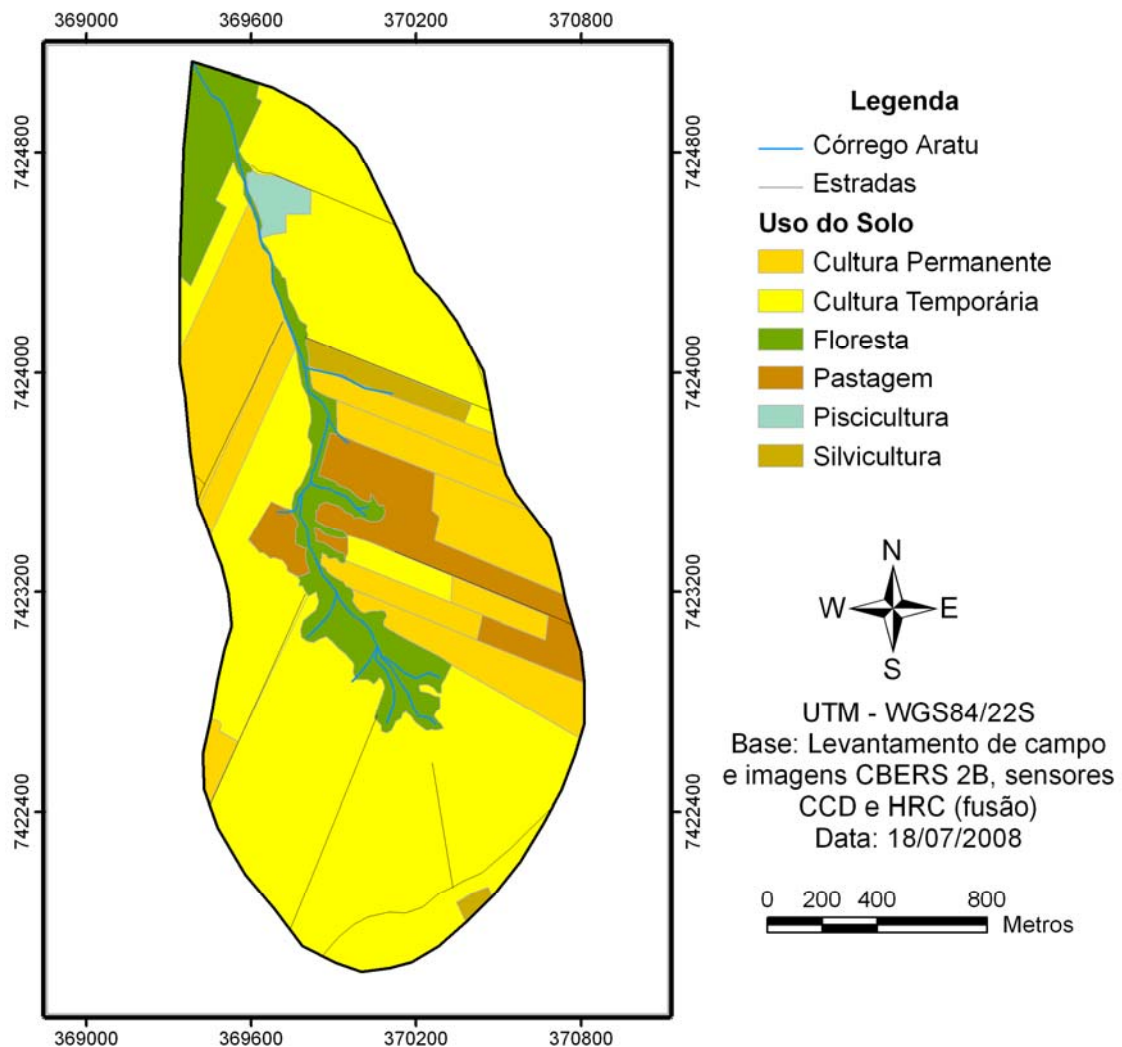


Figura 14 – Carta de uso do solo da bacia do córrego Aratu

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Serão descritas neste capítulo as principais características da toposseqüência estudada, abordando-se a organização dos horizontes pedológicos, suas características morfológicas e micromorfológicas (microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura) no perfil e ao longo da vertente, bem como as determinações granulométricas e a caracterização mineralógica dos solos.

5.1. A toposseqüência do sítio São José

A toposseqüência Sítio São José está localizada na cabeceira de drenagem do córrego Aratu, afluente do ribeirão Esperança (Fig. 15). Situa-se no compartimento de paisagem denominado Platô Elevado de Floráí (ANDRADE, 2005). Este compartimento de paisagem, em razão de contato litológico entre o arenito e o basalto, apresenta relevo ondulado com vertentes longas (2.500m) desdobradas em patamares pouco marcados em direção à drenagem principal, o ribeirão Esperança. Entretanto, a toposseqüência estudada, apresenta basalto apenas no sopé da vertente, mesmo assim exhibe suaves patamares em solo desenvolvido sobre o arenito.

A toposseqüência apresenta 1.100m de comprimento e desnível de 70m. O perfil topográfico da vertente apresenta mudanças em seu segmento, configurando assim, topo plano a levemente convexo, segmento da alta vertente retilíneo a côncavo pouco marcado, que se prolonga até a média vertente. A partir daí volta a ser praticamente plano quando desenvolve um patamar pouco marcado no final da média vertente. Do terço inferior até o sopé grada para levemente convexo a retilíneo (Fig. 17).

Essa configuração de vertente é típica das cabeceiras de drenagem da bacia, como pode ser verificado no mapa de curvatura vertical (Fig. 11). No entanto, à medida que se avança para a jusante do córrego, os segmentos próximos ao sopé tendem a ficar mais côncavos.

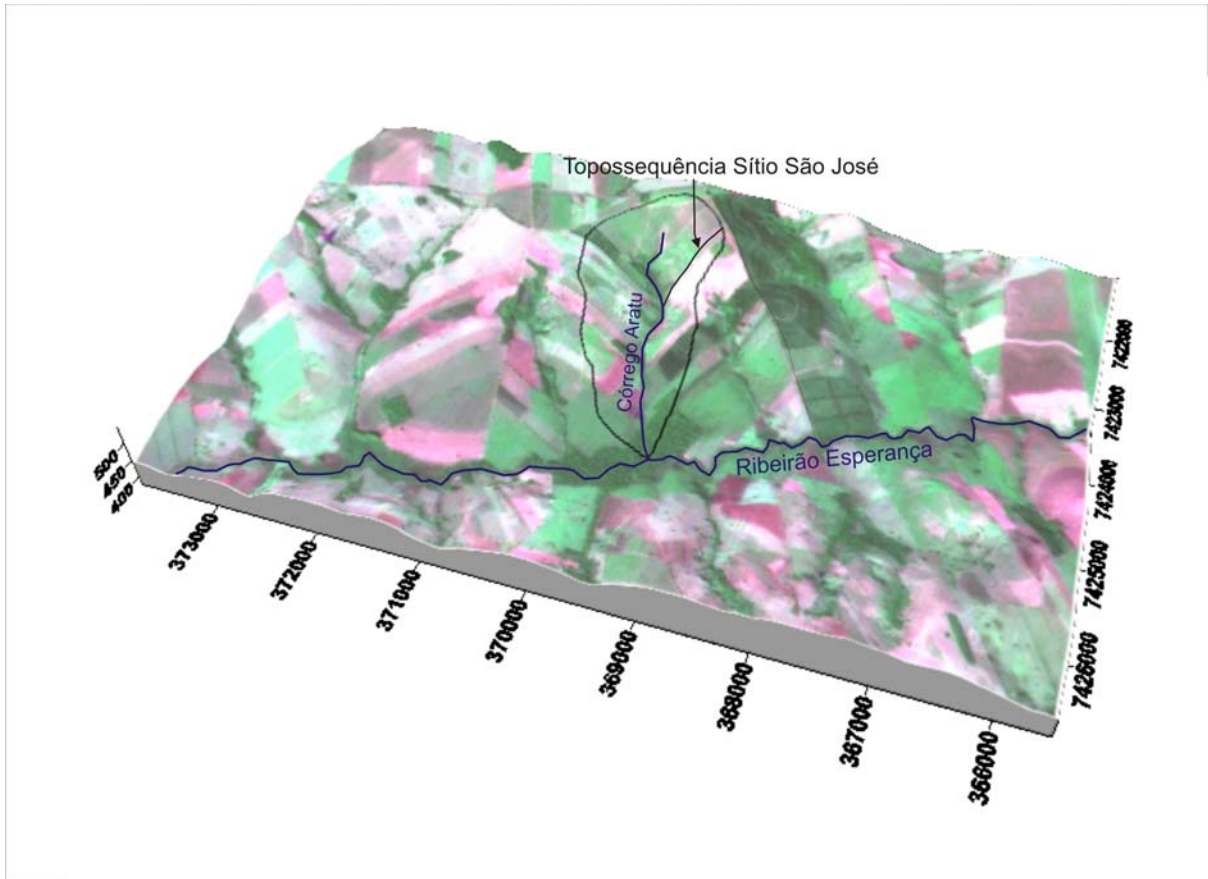


Figura 15: Bloco diagrama representando a bacia do córrego Aratu e seu contexto

O componente mineralógico principal dos solos da topossequência é o quartzo. Subordinadamente aparecem os minerais pesados opacos e transparentes e raramente os feldspatos. Todos esses minerais estão envolvidos por um plasma argiloso de cor vermelha constituído por caulinita e óxido de ferro (Fig. 16).

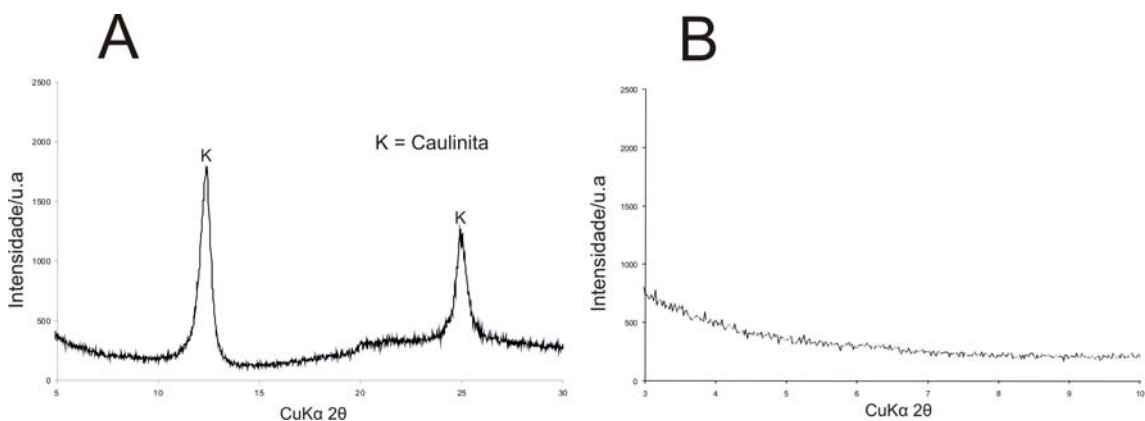
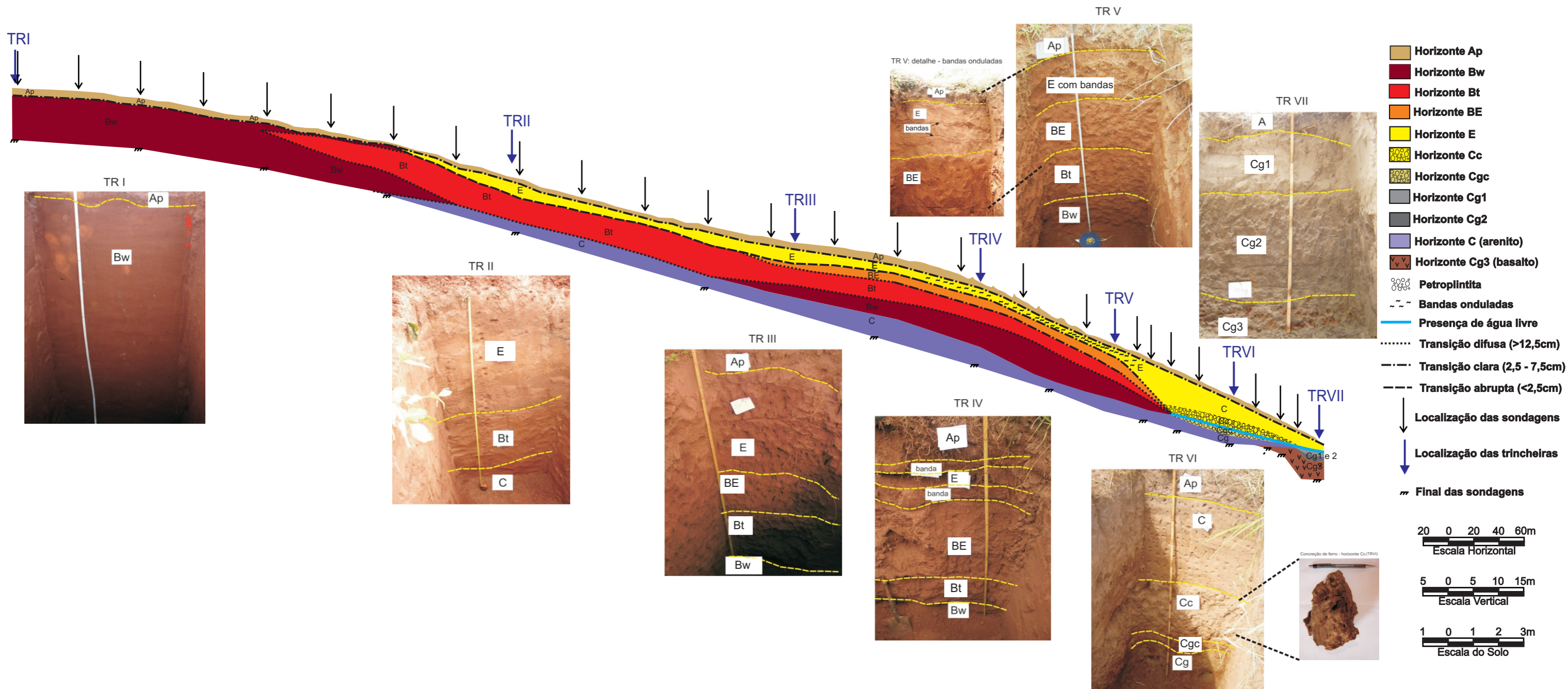


Figura 16 – Difratoograma de raios x demonstrando a mineralogia dos solos da topossequência Sítio São José: (A) argila natural e (B) argila glicolada

Topossequência Sítio São José - Florai/PR



3,66%		6,33%		2,81%	11,25%		DECLIVIDADE %	
CULTURA PERMANENTE		CULTURA TEMPORÁRIA			PASTAGEM			USO DO SOLO
LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico argissólico	ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abrupto		ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abrupto latossólico		NEOSSOLO QUARTZARÊNICO com caráter petroplintínico	GLEISSOLO TIPO DE SOLO	

Figura 17 - Topossequência do Sítio São José

5.2. Descrição morfológica da topossequência

Conforme a metodologia proposta por Boulet et al. (1982 a, b, c; 1988) foram realizadas várias tradagens ao longo da vertente e abertas trincheiras, identificando-se diferentes tipos de solo. As sondagens foram efetuadas a cada 50m e coletadas amostras a cada 20cm de profundidade, visando a elaboração de um perfil com curvas de isovalores de argila. Também foram abertas, ao longo da vertente, 7 trincheiras para as descrições morfológicas dos horizontes de solos e de suas respectivas transições, bem como para a coleta de amostras.

As trincheiras abertas evidenciaram diferentes tipos de solo ao longo da topossequência: o LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico textura média (TR I); o ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abrupto textura média (TR's II, III, IV e V); o NEOSSOLO QUARTZARÊNICO com caráter petroplântico (TR VI) e o GLEISSOLO (TR VII), (Fig. 17).

O quadro 4 apresenta uma síntese da descrição morfológica das trincheiras, contudo, os dados utilizados para a representação cartográfica da topossequência (Fig. 17) foram extraídos também de sondagens a trado ao longo da vertente. As tradagens atingiram profundidades maiores que as das trincheiras, possibilitando na maioria das vezes chegar até a alterita. A seguir é descrita uma síntese dos tipos de solo encontrados na topossequência. Cabe lembrar que na topossequência foi possível mapear solos que, devido à sua pequena extensão, não foram representativos para o mapeamento dos tipos de solo da bacia do córrego Aratu apresentados na figura 13.

O LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico textura média, encontrado no topo na TR I, apresenta horizonte Ap com 6cm de espessura e o Bw excede 200cm.

À medida que a começa a modificar a topografia, na alta vertente, aparece um horizonte embutido no Bw com teor maior de argila como pode ser verificado na figura 19 (isovalores de argila), neste setor o solo foi classificado como LATOSSOLO VERMELHO distrófico argissólico (Fig. 17).

O ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abrupto, textura média ocorre desde a alta até a baixa vertente apresentando mudanças ao longo da mesma. Na alta

vertente (TR II) ocorre horizonte E até os 90cm de profundidade, Bt entre 91 e 185cm de profundidade e C a partir de 186cm de profundidade. Na média vertente (TR III), esse solo grada para ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abrupto, textura média latossólico, desenvolve horizonte Ap até 20cm de profundidade, horizonte E entre 21 e 87cm, BE entre 88 e 120cm, Bt entre 121 e 185cm e, Bw entre 185 e 230cm.

A jusante, porém, ainda na média vertente surgem as bandas onduladas espessas no interior do horizonte E (TR IV). Nessa trincheira o horizonte Ap apresenta espessura de 25cm, o horizonte E com bandas onduladas ocorre entre 26 e 65cm de profundidade, o BE entre 66 e 117cm, o Bt entre 118 e 159cm e o Bw entre 160 e 270cm.

Na TR V as bandas onduladas são mais delgadas que na trincheira anterior, aparecem na transição entre os horizontes Ap e E, no interior do horizonte E e no contato com o horizonte BE. Nessa trincheira o horizonte Ap ocorre até 18cm de profundidade, o E entre 19 e 55cm, o BE entre 56 e 98cm, o Bt entre 99 e 142cm e o Bw entre 143 e 260cm.

O horizonte BE descrito acima recebeu essa nomenclatura de acordo com o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007), pois este horizonte apresenta predomínio de características do horizonte B com algumas características do horizonte E. Este horizonte é distinguível na descrição morfológica nas trincheiras onde aparece, sua porosidade é maior que a do Bt, ele apresenta menor quantidade de revestimentos e muitas vezes as bandas onduladas aparecem conectadas a ele.

Entre a TR V e VI devido ao aumento da declividade e influência do lençol freático todos os horizontes perdem argila, transformando-se em NEOSSOLO QUARTZARÊNICO.

Na TR VI surge o NEOSSOLO QUARTZARÊNICO de caráter petroplíntico. Nesse local o solo apresenta horizonte Ap até a profundidade de 20cm, C entre 21 e 139cm, Cc entre 140 e 153cm, Cgc entre 154 e 180cm e Cg a partir de 181cm de profundidade. Este solo está presente até o sopé da vertente, quando por influência do basalto aparece um Gleissolo com maiores teores de argila.

No sopé da vertente desenvolve-se GLEISSOLO com horizonte A até a profundidade de 15cm, horizonte Cg1 entre 16 e 50cm, horizonte Cg2 entre 51 e 105cm e horizonte Cg3 entre 106 e 160cm de profundidade.

Quadro 4 - Síntese da granulometria e da descrição morfológica das trincheiras

Perfil	Horizonte	Profundidade cm	Argila %	Silte %	Areia fina	Areia grossa	Textura	Cor	Estrutura	Porosidade	Feições pedológicas
TRI	Ap	0-6	12.9	6.0	63.5	17.6	Areia franca	2.5 YR 3/4	Grumosa, pouco agregada, pequena e fraca	Tubular e estrutural de empilhamento	Manchas de coloração 2.5 YR 5/2 e 2.5 YR 2.5/2; poros preenchidos por areia lavada
	Bw	7-200+	19.5	4.9	62.1	13.5	Franco arenosa	2.5 YR 3/4	Sub-angular pequena e fraca que se desmancha em microagregada	Tubular e estrutural de empilhamento	Manchas de coloração 2.5 YR 5/2 e 2.5 YR 2.5/2; poros preenchidos por areia lavada
TRII	E (obs.: horizonte A removido por máquina agrícola)	0-90	4.2	8.5	74.8	12.5	Areia	5 YR 3/3	Sub-angular pequena e fraca que se desmancha em microagregada	Tubular e estrutural de empilhamento	Manchas de coloração 5 YR 3/3 e lentes argilosas de depósitos de origem antrópica de coloração 5 YR 4/4
	Bt	91-185	33.6	4.7	52.6	8.1	Franco argilo arenosa	5 YR 3/3	Angular média a grande. moderada	Tubular abundante com poros pequenos vazios e grandes preenchidos com areia	Manchas de coloração 2.5 YR 3/4; pedotúbulos grandes preenchidos por matéria orgânica e argila; nódulos de argila
	C	186-215	20.6	6.5	63.3	9.6	Franco argilo arenosa	2.5 YR 3/4	Sub-angular média e fraca que se desmancha em microagregada	Tubular abundante com poros pequenos vazios e grandes preenchidos com areia	Fragmentos de rocha alterada (arenito) de coloração 10 R; mosqueamento de coloração 2.5 YR 7/3 e 2.5 YR 5/6; pedotúbulos grandes preenchidos por matéria orgânica e argila de coloração 5 YR 3/3; nódulos de argila;
TRIII	Ap	0-20	4.6	6.3	69.8	19.3	Areia	7.5 YR 6/4	Granular a sub-angular	Tubular, estrutural de empilhamento e fissurais	-----
	E	21-87	10.6	5.9	64.8	18.7	Areia franca	2.5 YR 3/6	Grãos simples	Estrutural de empilhamento	-----
	BE	88-120	22.9	6	56.6	14.5	Franco argilo arenosa	2.5 YR 3/6	Sub-angular pequena a média, fraca a moderada	Tubular, estrutural de empilhamento	-----
	Bt	121-185	28	7.3	51.3	13.4	Franco argilo arenosa	2.5 YR 3-4/6	Angular média a grande, moderada	Tubular, estrutural de empilhamento e fissurais	-----
	Bw	185-200+	23.7	5.8	58.5	12	Franco argilo arenosa	2.5 YR 4/6-8	Sub-angular média e fraca que se desmancha em microagregada	Tubular, estrutural de empilhamento	-----
TRIV	Ap	0-25	6	4.7	71.2	18.1	Areia	5 YR 4/6	Granular muito pequena	Tubular, estrutural de empilhamento	-----
	E com bandas	26-65	4.7	6.7	70.9	17.7	Areia	5 YR 4/4	Granular muito pequena	Tubular, estrutural de empilhamento	Bandas onduladas espessas e contínuas de coloração 2.5 YR 3/6(10cm)
	BE	66-117	26	5.8	54.4	13.8	Franco argilo arenosa	2.5 YR 3/6	Sub-angular pequena a média	Tubular, estrutural de empilhamento e fissurais	-----
	Bt	118-159	26.7	5.7	55.6	12	Franco argilo arenosa	2.5 YR 3/6	Angular a sub-angular pequena a média	Tubular, estrutural de empilhamento e fissurais	-----
	Bw	160-180+	20.8	8.4	60.7	10.1	Franco argilo arenosa	2.5 YR 3/4	microagregada	Tubular, estrutural de empilhamento e fissurais	-----
TRV	Ap	0-18	4.9	6.3	68.6	20.2	Areia	2.5 YR 4/4	granular	Tubular, estrutural de empilhamento e fissurais	-----
	E com bandas	19-55	3.9	9.9	68	18.2	Areia franca	7.5 YR 4/2	Grãos simples	Tubular; estrutural de empilhamento	Bandas onduladas de coloração 2.5 YR 3/4; manchas de matéria orgânica (7.5 YR 3/1); câmaras achatadas com 2x1cm de diâmetro
	Banda ondulada	42-44	4.7	7	67	21.3	Areia franca	2.5 YR 3/4	Sub-angular média e fraca	Tubular; estrutural de empilhamento e fissurais	-----
	BE	56-98	17.2	4.8	59.7	18.3	Franco arenosa	2.5 YR 3/4	Sub-angular média	Tubular; estrutural de empilhamento e fissurais	Bolsas de área lavada e pedotúbulos preenchidas com matéria orgânica
	Bt	99-142	26.8	5.7	51.9	15.6	Franco argilo arenosa	2.5 YR 3/4	Angular a sub-angular média a grande,	Tubular; estrutural de empilhamento	-----
	Bw	143-190+	18.7	6	59.8	15.5	Franco arenosa	2.5 YR 3/4	midroagregada	Tubular; estrutural de empilhamento	Presença de pequenos fragmentos de carvão
TRVI	Ap	0-20	3	5	55.1	36.9	Areia	7.5 YR 5/2	Grão simples	Tubular muito grande; estrutural de empilhamento	-----
	C	21-139	4	3.4	59.1	33.5	Areia	7.5 YR 6/2	Grãos simples	Tubular muito grande; estrutural de empilhamento	-----
	Cc	140-153	3.9	1.9	39.5	54.7	Areia	7.5 YR 6/2	Grão simples	Tubular muito grande; estrutural de empilhamento	Mosqueamento de coloração 10 YR 3/2, 10 YR 3/3 e 7.5 YR 6/2; presença de grande quantidade de concreções de ferro
	Cgc	154-180	6.1	3.3	29.8	60.8	Areia	10 YR 5/3	Grão simples	Estrutural de empilhamento	Mosqueamento de coloração 10 R 4/8 e 7.5 YR 2/0; presença de grande quantidade de concreções de ferro médias e grandes (10 a 20 cm de diâmetro com cavidades)
	Cg	180+	3.9	4	41	51.1	Areia	7.5 YR 5/4	Grão simples	Estrutural de empilhamento	Mosqueamento de coloração 10 R 4/8 e 7.5 YR 2/0; presença de grande quantidade de concreções de ferro médias e de fragmentos da rocha alterada (arenito)
TRVII	A	0-15	5	6	58.1	30.9	Areia	10 YR 5/2	Grãos simples	Tubular; estrutural de empilhamento	Mosqueamento ao longo de poros formados por raízes (segregação de ferro) de coloração 10 YR 5/8
	Cg1	16-50	25.7	7.3	46.8	20.2	Franco argilo arenosa	10 YR 6/2	Sub-angular fraca	Tubular; estrutural de empilhamento	Mosqueamento ao longo de poros formados por raízes (segregação de ferro) de coloração 10 YR 5/8
	Cg2	51-105	17.5	12.3	45.8	24.4	Franco arenosa	10 YR 5/2	Angular a sub-angular moderada a forte com cerosidade incipiente	Tubular; estrutural de empilhamento e fissural	Mosqueamento ao longo de poros formados por raízes (segregação de ferro) de coloração 10 YR 5/8
	Cg3	106-130+	37.8	21.6	24.7	15.9	Franco argilosa	7.5 YR 6/2	Angular a sub-angular moderada a forte com cerosidade incipiente	Tubular; estrutural de empilhamento e fissural	Mosqueamento de coloração 7.5 YR 5/8, 10 R 4/6, 10 R 3/2 e 7.5 YR 4/6; pequenas concreções de ferro (1 a 2 cm); fragmentos de rocha alterada (basalto)

5.3. Granulometria

A partir de análises granulométricas, foram determinados os teores de areia, silte e argila ao longo da vertente e também a relação B/A que permitiu a classificação do argissolo em abruptico. Os ensaios de pH demonstraram solos moderadamente ácidos para o horizonte Ap e fortemente ácidos para os horizontes sotopostos, provavelmente os valores de pH para os horizontes superficiais foram influenciados por corretivos aplicados aos solos, uma vez que a área é destinada à agricultura.

Analisando-se os dados tanto do quadro 4 quanto dos gráficos da figura 18, constata-se que a fração areia grossa varia entre 8 e 24% em toda a vertente com excessão da baixa vertente quando alcança a 60%, onde ocorre o NEOSSOLO QUARTZARÊNICO com caráter petroplíntico. A fração areia fina varia entre 51 e 71% até a baixa vertente, decrescendo para 24% no sopé.

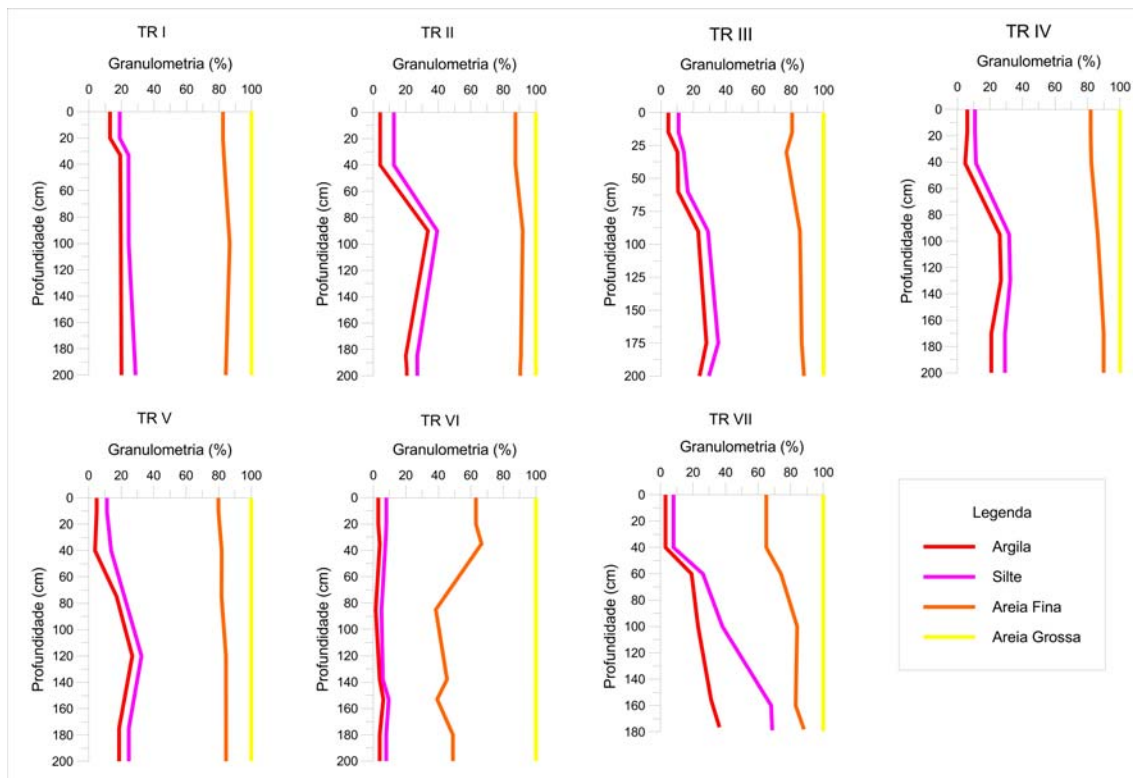


Figura 18: Gráfico cumulativo da porcentagem das frações granulométricas

Os teores de silte são baixos variando entre 2 e 10% em toda a vertente, os valores mais elevados ocorrem no sopé da vertente quando surge o GLEISSOLO com influência de rocha vulcânica (basalto).

Os resultados da fração argila apresentam maior variação tanto vertical quanto lateralmente, ao longo da vertente, permitindo distinguir quatro grupos de solos. O primeiro representado pela cobertura latossólica do topo, com percentuais de argila de 12% no horizonte Ap e 19% no horizonte Bw. O segundo grupo é representado pela cobertura argissólica onde os teores variam de 4% nos horizontes superficiais (Ap e E) e alcançam 33% no horizonte Bt. O terceiro grupo é representado pelo NEOSSOLO QUARTZARÊNICO onde os teores da fração argila não ultrapassam 6%, enquanto no sopé da vertente, no GLEISSOLO, os teores de argila são bastante irregulares, devido a presença de camadas, variando entre 5 e 37% até a profundidade de 130cm, entretanto os dados de sondagem demonstram valores maiores em maior profundidade.

5.4. Distribuição das frações silte e argila na topossequência Sítio São José

Além da granulometria das trincheiras foram realizadas 24 tradagens com intervalos de 50m e com 2m de profundidade, a partir do topo em direção ao sopé da vertente. Foram coletadas amostras a cada 20cm de profundidade para a elaboração do perfil topográfico com curvas de isovalores de argila e silte. Os resultados das análises granulométricas evidenciados pelas classes de isovalores demonstram a estreita relação entre a distribuição dessas frações finas com a forma da vertente e sua evolução pedogenética (Fig. 19).

No topo da vertente a distribuição de argila é homogênea no perfil, permanecendo dentro dos limites de 15% a 20%, (Fig.19). Para jusante, à medida que muda a declividade e a forma do segmento, que passa de plano para levemente convexo, os teores de argila diminuem próximos da superfície, indicando indício de eluviação, enquanto em profundidade esses teores podem alcança até 35%, em direção à média vertente. Na média vertente verifica-se o espessamento do horizonte eluvial e conseqüente redução dos teores de argila. No início desse segmento os teores de argila permanecem em torno de 15%, e à jusante, sobre o patamar, esses valores não ultrapassam os 5%. É nesse setor da vertente que ocorre o maior incremento de argila em subsuperfície, principalmente a partir da profundidade de 1m. No final desse segmento retilíneo e início do côncavo (patamar) os teores de argila atingem de 35% a 40% (Fig. 19). Nesse mesmo setor na

profundidade de 2m, há um incremento das concentrações de silte, em razão da proximidade da rocha alterada.

Sobre o patamar na TR III, os teores de argila voltam a diminuir em todo o perfil. Nos horizontes superficiais os valores estão compreendidos entre 3% e 5%, enquanto que nos horizontes mais profundos alcançam valores de 25% a 30%. Próximo à profundidade de 2m os valores variam entre 15% e 20%.

Em direção à baixa vertente, no segmento convexo-retilíneo (TR IV), os teores de argila dos horizontes superficiais aumentam de 5% para 15%, enquanto nos horizontes subsuperficiais BE e Bt mais espessos alcançam teores entre 25% e 30% de argila. Esses valores permanecem até a trincheira V, porém diminuem drasticamente em direção ao sopé da vertente, onde praticamente a argila desaparece, marcando o aparecimento do NEOSSOLO QUARTZARÊNICO de caráter petroplíntico (TR VI). Nesse local são visíveis as oscilações do lençol freático, colaborando para a desestabilização das ligações ferro-argila dos materiais permitindo assim a lixiviação das partículas finas.

Os teores de argila e silte voltam a aumentar em profundidade, no sopé da vertente devido à presença da alteração do basalto.

Isovalores de Argila e Silte - Sítio São José

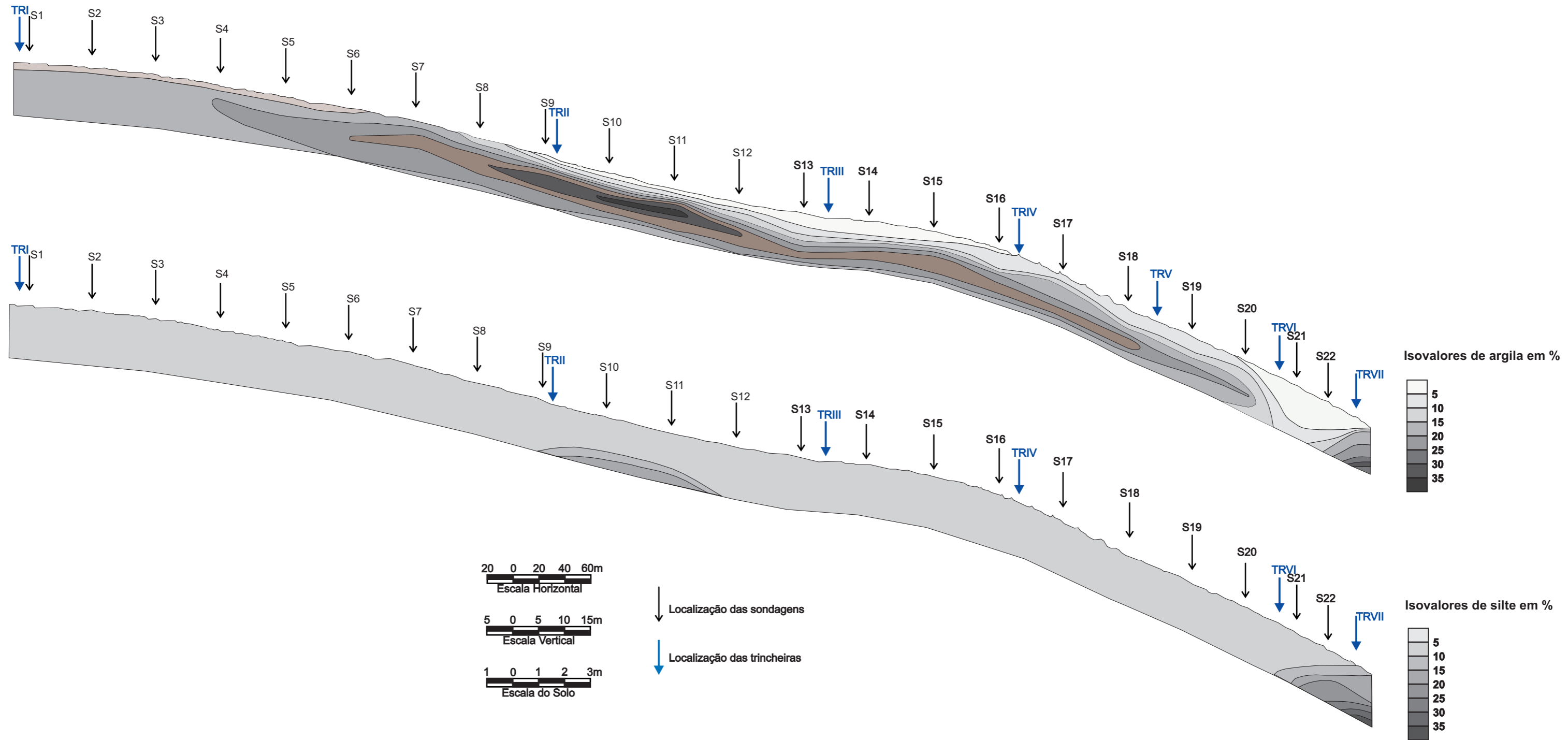


Figura 19 - Curvas de isovalores de argila e silte

5.5. Macro e micromorfologia dos horizontes da topossequência

As descrições morfológicas de todos os perfis de solos das trincheiras estão agrupadas no quadro 4 e no apêndice A.

5.5.1. Macromorfologia do horizonte Ap

O horizonte Ap se desenvolve sobre toda a topossequência, apresenta cerca de 6cm de espessura, no terço superior da vertente, em área de cultivo permanente (café). A cor dominante é bruno-vermelho-escura (2,5 YR 3/4, úmida), ocorrendo manchas de cor vermelho-acinzentada (2,5 YR 5/2, úmida) e vermelho-escuro-acinzentada (2,5 YR 2.5/2, úmida).

Na média vertente (TR II e TR III), em área de cultivo temporário, devido ao manejo do solo e a construção de curvas de nível, a espessura do horizonte Ap varia entre 5cm e 50cm. A cor bruno-avermelhado-escura (5 YR 3/3, úmida), do início desse segmento muda para bruno-clara (7,5 YR 6/4), no final do mesmo.

No segmento da baixa vertente (TRs IV, V e VI), a espessura do horizonte Ap permanece entre 15cm e 20cm. A cor do horizonte nesse último setor da vertente varia entre vermelho-amarelada (5 YR 4/6), bruno (7,5 YR 5/2) para bruno-acinzentada (10 YR 5/2). De acordo com Bigham (2002), essa mudança de cor ao longo da vertente (cores avermelhadas no topo e mais acinzentadas em direção ao sopé da vertente) evidencia a perda dos óxidos de ferro do solo ao longo da topossequência.

As características morfológicas do horizonte A modificam-se de acordo com a posição na vertente e o tipo de cultura desenvolvida sobre ele: no topo e alta vertente, o horizonte Ap apresenta textura areia franca; estrutura grumosa, pouco agregada, pequena e fraca; porosidade tubular e de empilhamento; consistência solta quando seco, friável quando úmido, não-plástica e não-pegajosa quando molhado; atividade biológica comum; raízes finas, fasciculadas e poucas nos trechos de cultura permanente e temporária (Quadro 4). A transição para o horizonte sotoposto é clara.

Em direção à média vertente a textura passa para areia, a estrutura muda para granular a subangular e começa a aparecer uma incipiente porosidade fissural. As demais características permanecem como descritas no parágrafo anterior. No terço inferior, coberto por gramíneas, as características físicas permanecem, embora ocorra à diminuição da fração argila e aumento considerável de atividade biológica. Apenas os teores de argila decrescem em relação à montante da vertente.

5.5.2. Micromorfologia: horizonte Ap

Foram descritas lâminas delgadas do horizonte Ap e da transição para o horizonte E. A seguir são apresentadas as descrições micromorfológicas visando a compreensão das transformações verticais e laterais ao longo da vertente.

No **horizonte Ap**, o fundo matricial é composto por material grosso (65% esqueleto), poros (30%) e material fino (5% plasma). A distribuição relativa do fundo matricial é mônica com algumas zonas quito-gefúricas. A microestrutura se apresenta como grãos simples e zonas com material fino formando pontes côncavas (Fig. 20: A). A porosidade se desenvolve a partir de empilhamento simples do material grosso, variando de tamanho entre 150 e 400 μ m.

O material grosso é constituído predominantemente por grãos de quartzo subarredondados, moderadamente selecionados, com dimensões variando entre 300 e 400 μ m, enquanto os grãos menores são angulosos com tamanhos entre 100 e 200 μ m. Sob microscópio óptico é possível verificar algumas feições superficiais produzidas pela alteração química, como aquelas denominadas por Furquim (2002) como golfos de alteração (Fig. 20: B). Na lâmina é possível identificar pequenos nódulos de óxido ferro e agrupamentos de grãos de quartzo mais finos, muitas vezes discordantes com a superfície do relevo. Esses grãos parecem ter sido mobilizados durante a percolação vertical de água através dos poros. Ocorrem também grãos, bem selecionados distribuídos na forma de micro-camadas horizontais (Fig. 20: C).

É pequena a presença de material fino nesse horizonte, composto por argila e óxidos de ferro. Em razão da coloração bruno-avermelhado-escuro desse material, sugere-se a presença de matéria orgânica incorporada ao material fino.

As feições pedológicas encontradas foram alguns nódulos ferruginosos, com pequenos grãos de quartzo em seu interior e alguns revestimentos (Fig. 20: B). Os revestimentos são do tipo crescente, subarredondados com paredes onduladas, cor vermelho-escura, composto por argila e óxido de ferro, com tamanhos variando entre 50 e 200µm, são microlaminados com orientação contínua difusa. Esses revestimentos são raros e parecem ser relíquias de um antigo Bt (Fig. 20: D).

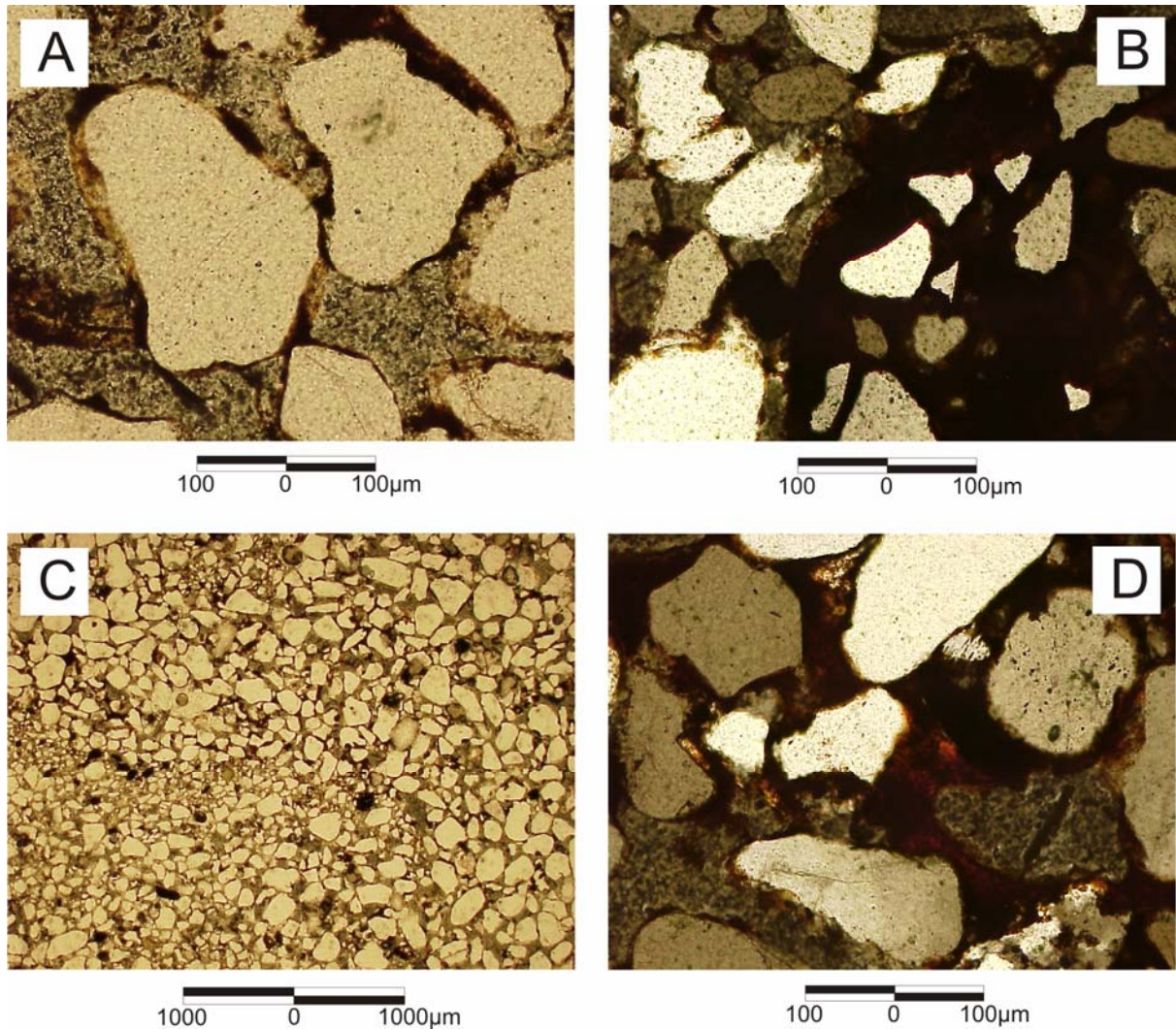


Figura 20 - Fotomicrografias do horizonte Ap da trincheira III: (A) grãos de quartzo envolvidos por delgada camada de material fino que formam pontes côncavas entre os mesmos (LPP); (B) exibe na parte superior esquerda grão de quartzo com superfície bastante corroída formando golfos de alteração e início do fenômeno plasma *infusion* e na parte direita ver detalhe de um nódulo com cimentação ferruginosa (LPC); (C) parte inferior esquerda exibindo grãos de quartzo na fração areia fina, alinhados horizontal e verticalmente entre outros grãos de areia de fração média (LPP); (D) fotomicrografia sob luz polarizada cruzada exibindo revestimento do tipo crescente com birrefringência de extinção contínua difusa (LPC).

LPP (Luz Polarizada Plana), LPC (Luz Polarizada Cruzada)

Na **transição entre o horizonte Ap e E**, que ocorre na média vertente (TR IV), aparecem as primeiras bandas onduladas, bem delgadas. Assim o fundo matricial apresenta zonas com distribuição relativa quito-gefúrica, gefúrica, mônica quito-gefúrica e porfírica, configurando, dessa forma, microestrutura complexa. A proporção aproximada de cada componente do fundo matricial é de 65% de material grosso, 10% de material fino e 25% de poros.

De modo geral é possível identificar a organização do material grosso, com grãos maiores distribuídos aleatoriamente, e grãos menores, seguindo alinhamentos irregulares como se tivessem sido conduzidos através da porosidade. A transição tanto na parte superior da banda, para o horizonte Ap, quanto na inferior para o horizonte E, mostra o fundo matricial com distribuição relativa tipo porfírica que passa para mônica, formando assim uma distribuição relativa quito-gefúrica intermediária entre os dois campos anteriores (Fig. 21: A e B).

A figura 21-A exibe fundo matricial com distribuição relativa quito-gefúrica, com porosidade de empilhamento simples de grãos. Os poros variam entre 150 e 400 μ m de tamanho (Fig. 21: A).

O material grosso é moderadamente selecionado, constituído predominantemente por grãos de quartzo. Predominam as classes de tamanho compreendidas entre 100 e 200 μ m, podendo eventualmente alcançar 500 μ m. Os grãos maiores são subarredondados, enquanto os menores são mais angulosos. O material fino é constituído por argila, óxidos de ferro associado à matéria orgânica mineralizada, gerando assim a coloração bruno-avermelhado-escura. Os grãos de quartzo menores e o material fino estão organizados sub-verticalmente com se tivessem sido carregados pela percolação vertical da água (Fig. 21: A).

A figura 21-B corresponde ao limite inferior entre a banda ondulada e a zona inter-banda. A distribuição relativa é porfírica na parte superior, enquanto na parte inferior é quito-gefúrica (Fig. 21: B). A porosidade é similar à descrita na figura 21-A, porém na zona porfírica há redução acentuada da porosidade. As características tanto do material grosso quanto do fino são as mesmas que na figura 21-A.

As feições pedológicas encontradas nesse campo foram alguns nódulos milimétrico de óxido de ferro, similares a figura 21-A e, também, alguns

hiporrevestimentos compostos por argila e óxido de ferro, com birrefringência contínua difusa na zona porfírica (Fig. 21: C).

A figura 21-D exibe o interior da banda ondulada, com distribuição relativa porfírica. As características do material grosso e fino, bem como as feições pedológicas são semelhantes àquelas encontradas na figura 21-A. Entretanto, a proporção dos materiais que formam o fundo matricial altera-se para 65% de material grosso, 25% de material fino e 10% de poros. A porosidade é composta por poros de empilhamento e cavidades com paredes subarredondadas e onduladas de tamanho variando entre 200 e 1.000 μm (Fig. 21: D).

Em direção ao final da vertente na TRV, no campo 1 a distribuição relativa do fundo matricial é mênica (Fig 22: A). Neste campo ocorrem grãos de quartzo com dimensões entre 50 e 150 μm , angulosos e corroídos. É possível visualizar em alguns grãos de quartzo indícios de alteração química, porém sem evidência do fenômeno de plasma *infusion* (termo utilizado para evidenciar os grãos de quartzo que estão sendo individualizados em microfragmentos, ressaltados pela presença de material fino de cor vermelho-escura entre os mesmos, Furquim, 2002).

No campo 2 ocorre uma microcamada de cor cinza-escura ressaltada pelos grãos de quartzo cujas superfícies estão bastante corroídas pelo ataque químico com presença de plasma *infusion* e golfos de alteração (Fig 22: A e D). Verifica-se também, na parte superior do campo 3 uma zona com distribuição relativa quitogefúrica, porosidade de empilhamento simples com dimensões variando entre 500 e 1.000 μm . Nesse campo, os grãos de quartzo se apresentam com as superfícies límpidas, lisas e poucas feições de alteração (Fig 22: A).

No interior do campo 3 ocorre distribuição relativa do fundo matricial quitogefúrica e microestrutura de empilhamento simples. A presença de porosidade de empilhamento simples é abundante, com poros variando entre 500 e 1000 μm alinhados preferencialmente na forma horizontal indicando um fluxo hídrico subsuperficial lateral que retirou material e provocou o dismantelamento da estrutura (Fig. 22: A – campo 3). No setor superior desse campo o material grosso passa a ser bem selecionado e adensado, esses estão ligados por pontes de material fino, a porosidade de empilhamento passa a apresentar poros bem pequenos, variando entre 50 e 100 μm (Fig. 22: A e C). Esses grãos apresentam

tamanhos compreendidos entre 50 e 100 μm . No campo 4 (Fig. 22: A), retorna a estrutura com distribuição relativa mônica similar ao campo 1.

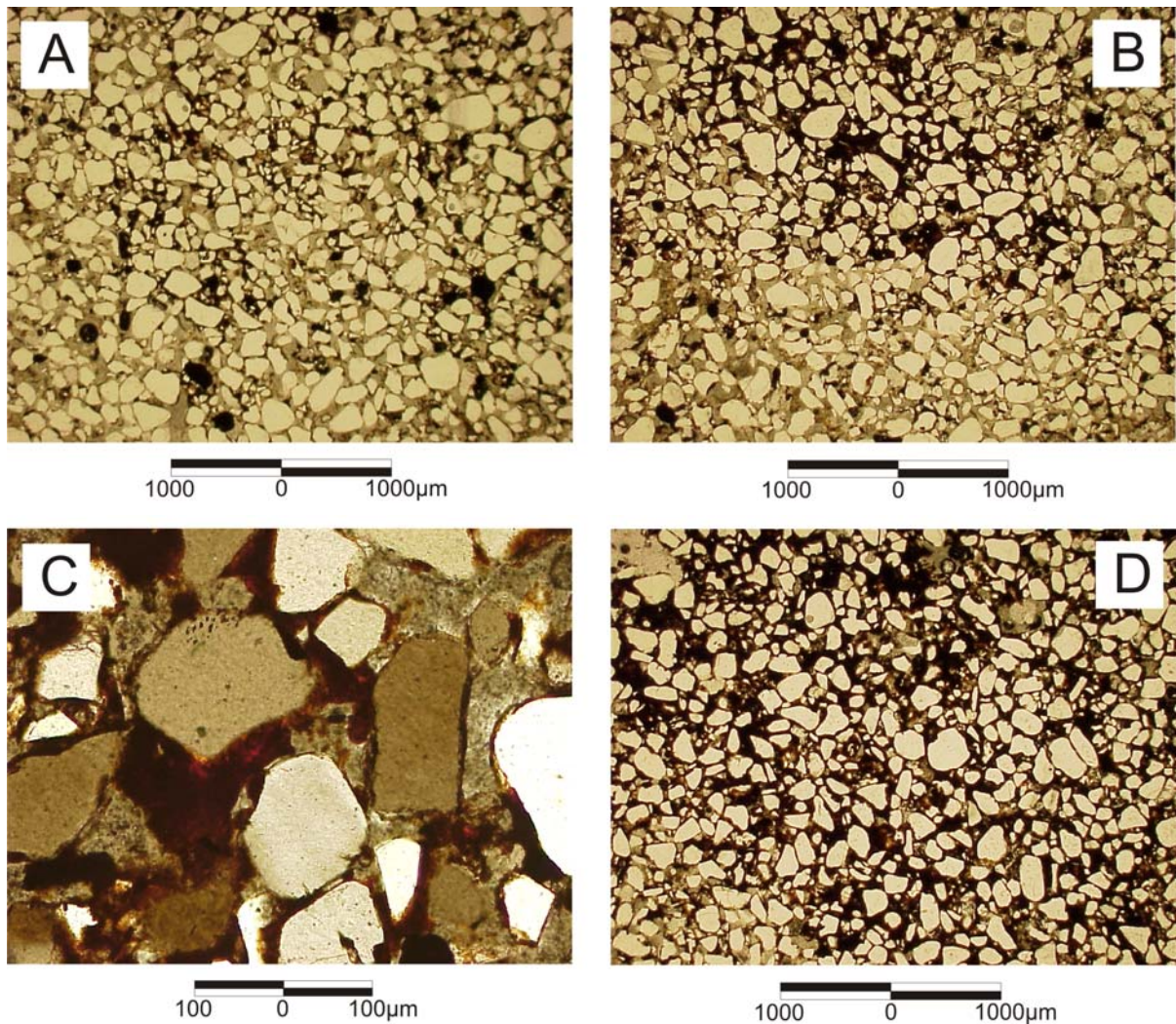
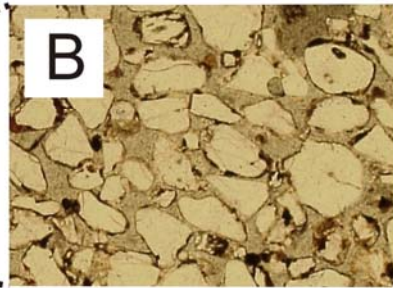


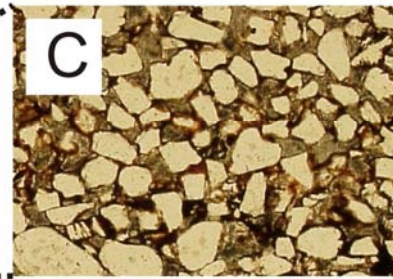
Figura 21 - Fotomicrografia do limite inferior entre uma banda ondulada e o E (interbanda): (A) - transição inferior entre a banda ondulada (porfírica) e a interbanda com estrutura mônica, formando pontes quito-gefúricas formada pela fração areia fina envolvida por material fino (LPP); (B) - limite inferior entre uma banda ondulada e o E (interbanda) exibindo a distribuição relativa da banda (porfírica) e a da inter-banda (mônica), (LPP); (C) hiporrevestimentos compostos por argila e óxido de ferro, com birrefringências difusa na zona porfírica (LPC); (D) - interior da banda ondulada (LPP). LPP (Luz Polarizada Plana), LPC (Luz Polarizada Cruzada)



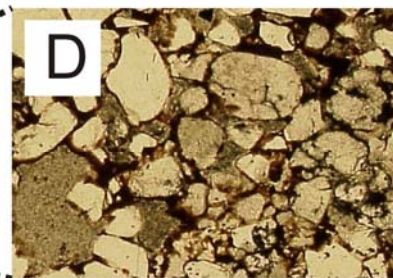
(A): seqüência de fotomicrografias com 4 campos distintos.



(A e B): detalhe da estrutura mônica .



(A) campo 3 - zona com distribuição relativa quite-gefúrica, porosidade de empilhamento composto, com dimensões variando entre 500 e 1.000µm; (A e C) na parte superior desse campo a dimensão dos poros diminui e o material grosso passa a ser mais selecionado com poros bem pequenos, variando entre 50 e 100µm.



(A) campo 1 - estrutura mônica; (A e D) campo 2 - camada de cor cinza-escura ressaltada pelos grãos de quartzo cujas superfícies estão bastante corroídas pelo ataque químico com fenômenos de plasma infusion e golfos de alteração.

Figura 22: fotomicrografia da transição entre o horizonte Ap e E (TRV), (LPP). LPP (Luz Polarizada Plana), LPC (Luz Polarizada Cruzada)

5.5.3. Macromorfologia do horizonte E

O horizonte E tem início na alta vertente (Fig. 15 e quadro 4) quando ocorre mudança de relevo, com incremento da declividade. Nesse segmento da vertente o horizonte E apresenta cor bruno-avermelhada-escura (5 YR 3/3). Na TR III na média vertente passa para a cor vermelho-escura (2,5 YR 3/6) e grada, na TR IV para bruno-avermelhada (5 YR 4/4). Na baixa vertente (TR V) apresenta cor bruna. À medida que o mesmo se espessa para jusante (TR VI) surgem cores com tons mais claros, cor cinzenta-brunada-clara (7,5 YR 6/2) evidenciando a perda gradual e contínua dos óxidos de ferro.

Na média vertente, entre as trincheiras III e IV surgem bandas onduladas espessas (10cm), de cor vermelho-escura (2,5 YR 3/6), algumas dessas bandas estão conectadas ao horizonte BE em forma de pedúnculos. As frações granulométricas das bandas onduladas são idênticas às do horizonte BE da TR IV, com teores de 26% de argila, enquanto no horizonte E esses teores são de 4,7% de argila.

As bandas onduladas se estreitam à medida que se segue na vertente em direção ao terço inferior e os teores de argila diminuem para 4,7% na trincheira V (Fig. 15), enquanto o horizonte E apresenta 3,9%. A cor do horizonte E passa para bruna (7,5 YR 4/2), enquanto as bandas são de cor bruno-avermelhado-escura (2,5YR 3/4), surgem ainda manchas cinzento-muito-escura (7,5YR 3/1), provavelmente provenientes de matéria orgânica, sobre as bandas onduladas.

As bandas onduladas são indicativas de que no passado o horizonte Bt se encontrava em uma posição mais elevada no perfil. Parece haver nesse segmento frentes de transformação identificadas no perfil pela redução da espessura das bandas em direção à baixa vertente.

Na alta vertente o horizonte E apresenta transição clara para o horizonte sotoposto; textura arenosa; estrutura sub-angular pequena e fraca, que se desmancha em microagregada e, também em grão simples; a porosidade é tubular e de empilhamento; consistência friável quando seco, friável quando úmido e, não-plástica não-pegajosa, quando molhada; atividade biológica abundante (vermes,

formigas e cupins); raízes abundantes finas fasciculadas e pivotantes (Quadro 4 e apêndice A).

Entre a TR V e TR VI, ocorre aumento da declividade da vertente o que favorece a circulação hídrica subsuperficial. O horizonte E torna-se mais espesso e poroso, enquanto os horizontes Bt e Bw tendem a desaparecer em direção a jusante em forma cunha. O desaparecimento desses horizontes marca uma importante frente de transformação lateral remontante. Nesse setor, ocorre oscilação do lençol freático, evidenciada pelas cores mais claras dos materiais e pela presença de nódulos e concreções ferruginosas (Fig. 15). Em razão da eficiente circulação hídrica a camada constituída pelas concreções apresentam-se bastante corroídas, desenvolvendo cavidades centimétricas. Essa camada de concreções surge no contato entre a alterita e o arenito Caiuá. A cor do horizonte E grada para cinza-rosada (7,5 YR 6/2), os teores de argila alcançam os menores valores da toposseqüência, em torno de 5%, caracterizando, assim o NEOSSOLO QUARTZARÊNICO de caráter petroplíntico. O horizonte segue até o sopé da vertente, onde adquire características hidromórficas (TR VII), (Fig. 15 e Quadro 4).

5.5.4. Micromorfologia do horizonte E

Ao longo de toda a vertente é possível verificar, nesse horizonte, grande quantidade de grãos de quartzo corroídos pela alteração química, desenvolvendo golfos de alteração e fenômeno de *plasma infusion*. Essa corrosão tende a ser mais pronunciada nas amostras do final da vertente, onde ocorre a transição lateral entre o ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abruptico latossólico para o NEOSSOLO QUARTZARÊNICO com caráter petroplíntico.

De modo geral a proporção de cada fração do material que compõe o fundo matricial é de 60% de material grosso, 20% de material fino e 20% de poros para a alta e média vertente, chegando a 65% de material grosso, 5% de material fino e 30% de poros na baixa vertente.

Na média vertente o horizonte E apresenta fundo matricial com distribuição relativa quito-gefúrica e algumas zonas porfíricas, configurando microestrutura complexa (Fig. 23: A). Apresenta porosidade de empilhamento composto e canais com diâmetro variando entre 500 e 1.000µm.

O material grosso é composto predominantemente por grãos de quartzo, moderadamente selecionados, onde se destacam duas frações granulométricas as de 50 e 150 μ m e de 300 e 400 μ m. Ambas as frações exibem baixo grau de alteração confirmada pela presença predominante de superfícies lisas com poucas feições de corrosão (Fig. 23: A). O material fino é composto por argila e óxido de ferro de cor vermelha-escura.

As feições pedológicas encontradas nesse horizonte são as presenças de alguns nódulos constituídos por óxidos de ferro, com tamanho variando entre 100 e 200 μ m, com superfícies arredondadas e lisas, quase-revestimentos e hiporevestimentos constituídos de óxidos de ferro e argila (Fig. 23: C e D).

O horizonte E da TR IV apresenta fundo matricial com distribuição relativa quito-gefúrica, configurando assim, microestrutura complexa. A porosidade predominante é de empilhamento simples de grãos, com poros que variam de tamanho entre 100 e 500 μ m, secundariamente ocorrem canais com tamanho aproximado de 500 μ m. A porosidade de empilhamento apresenta-se orientada horizontalmente indicando fluxos de água laterais ao longo da vertente (Fig. 23: B).

O material grosso é composto preferencialmente por grãos de quartzo, com tamanho variando entre 100 e 200 μ m e entre 400 e 500 μ m. As demais características são similares ao horizonte descrito anteriormente. O material fino é composto por argila, óxidos de ferro e matéria orgânica evidenciada pela coloração bruno-escura do material.

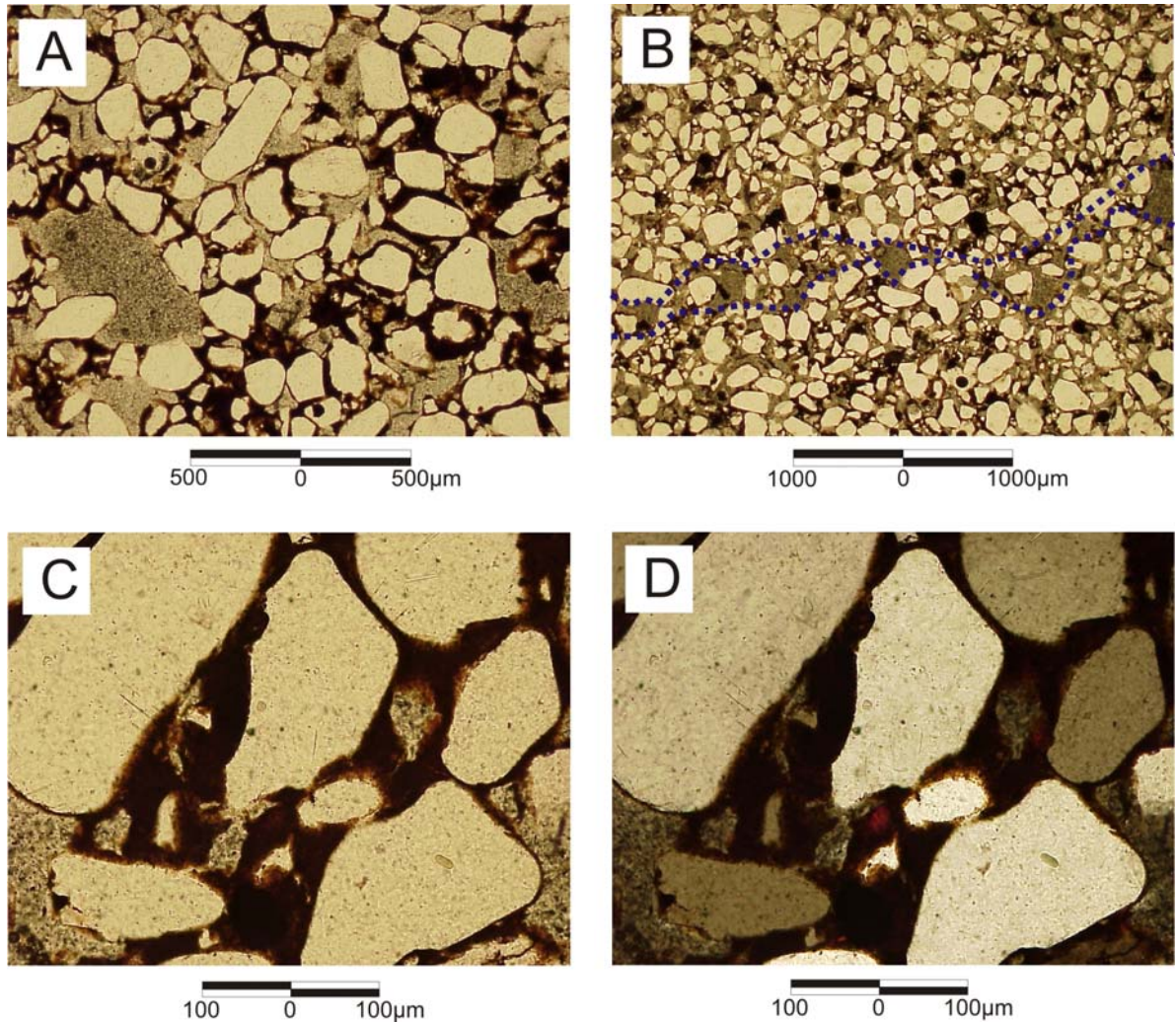
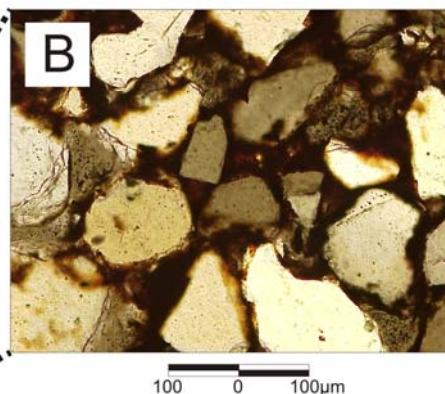
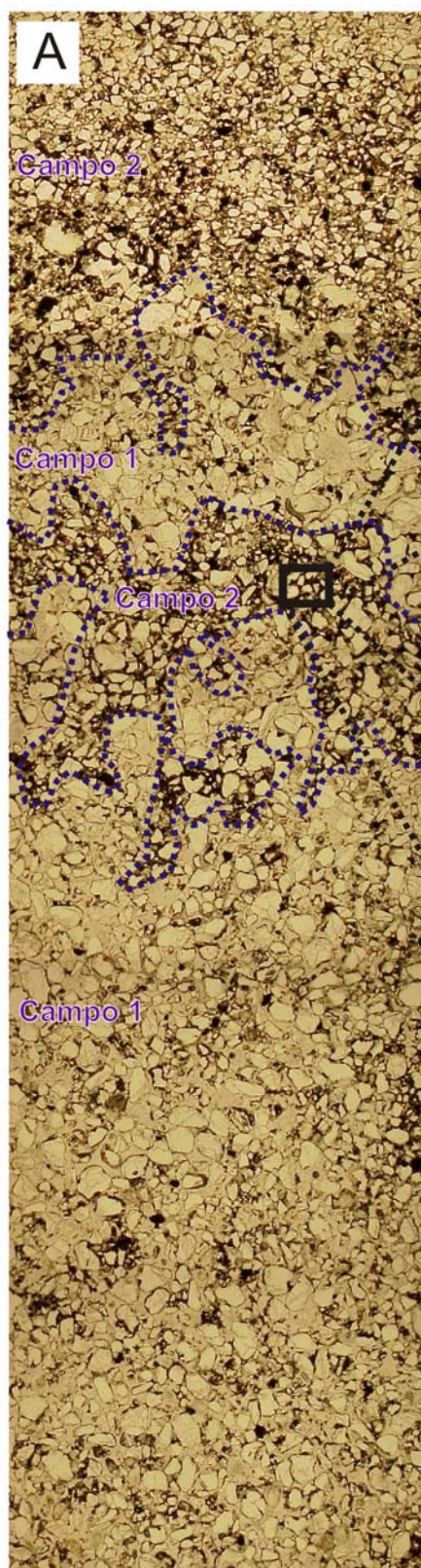


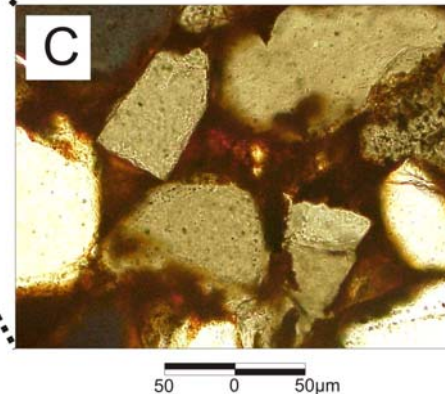
Figura 23 - Fotomicrografia do horizonte E das TRs III e IV: (A) fundo matricial do horizonte E da trincheira III com distribuição quito-gefúrica (LPP); (B) poros distribuídos horizontalmente no interior do horizonte E da TR IV (LPP); (C e D) fotomicrografia C com LPP e D com LPC exibindo birrefringência difusa.

LPP (Luz Polarizada Plana), LPC (Luz Polarizada Cruzada)

O horizonte E que ocorre na TR V (Fig. 24: A), evidencia as perdas de materiais, principalmente das partículas finas, constatadas pela distribuição do fundo matricial tipo mônica (campo 1 – Fig. 24: A) e quito-gefúrica (campo 2 – Fig. 24: A). A distribuição quito-gefúrica parece representar “restos” de bandas onduladas que ainda preservam feições resultantes da iluviação de material fino identificados como quase-revestimentos (Fig. 24: A e C), além disso, as feições de alteração química, dos grãos de quartzo, parecem ser mais agressivas evidenciadas pelas feições de corrosão (Fig. 24: A e B).



(B): Detalhe de uma delgada banda ondulada exibindo grãos de quartzo com superfícies bem corroídas pela ação da alteração geoquímica. A alteração tende a desenvolver-se preferencialmente em fraturas mecânicas já desenvolvidas no momento do depósito dos grãos (LPC).



(C): Detalhe de feição de iluviação dentro de um "resto" de banda ondulada, exibindo material fino com birrefringência difusa representando quase-revestimentos (LPC).

(A): Campo 1- horizonte E, com estrutura mônica; Campo 2- bandas onduladas delgadas com estrutura quito-gefúrica (LPP).

LPP (Luz Polarizada Plana), LPC (Luz Polarizada Cruzada)

Figura 24 - Fotomicrografia do horizonte E (TR V) com resquícios de bandas onduladas

5.5.5. Macromorfologia do horizonte BE

No final da média vertente (TR III), tem início um horizonte entre o horizonte E e o Bt. Em razão de apresentar mais características de horizonte Bt do que horizonte E, o mesmo recebeu a denominação de horizonte BE, de acordo com o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007). O horizonte BE apresenta estrutura subangular, enquanto o Bt apresenta estrutura angular. A porosidade do BE é maior que a do Bt. Na média vertente a transição entre os dois horizontes é difusa, passando para transição clara na baixa vertente (TR's IV E V).

Nas trincheiras III e IV, esse horizonte apresenta cor vermelho-escura (2,5 YR 3/6) e grada para bruno-avermelhada-escura (2,5 YR 3/4) na trincheira V. Os valores de argila variam de 22% na trincheira III, 26% na trincheira IV e 17,2% na trincheira V (Quadro 4).

A textura varia de franco-argilo-arenosa na media vertente e franco-arenosa no terço inferior; estrutura sub-angular pequena a média; porosidade tubular e de empilhamento; atividade biológica comum; poucas raízes finas.

5.5.6. Micromorfologia do horizonte BE

A transição entre os horizontes E e BE apresenta preferencialmente distribuição relativa entre o material grosso e fino do tipo pórfiro-gefúrica, configurando no presente caso microestrutura cavitária (Fig. 25: A).

A porosidade predominante é de empilhamento composto e subordinadamente ocorrem cavidades (em zonas porfíricas). A porosidade cavitária apresenta paredes subarredondadas e onduladas. As proporções dos materiais constituintes são: 65% de material grosso, 15% de material fino e 25% de poros.

O material grosso é composto preferencialmente por grãos de quartzo de tamanho compreendido entre 100 a 500 μ m. Em alguns campos da lâmina é possível identificar agrupamentos de grãos de 100 μ m (Fig. 25: A). Nessa transição os grãos de quartzo parecem mais preservados, apresentando feições de corrosão por alteração química pouco evidente. Ocorrem alguns revestimentos do tipo crescente de ligação, de coloração vermelho-escura e com microlaminação. O material é

composto por argila e óxidos de ferro desenvolvendo, sob luz polarizada cruzada, extinção contínua difusa (Fig. 25: B e C).

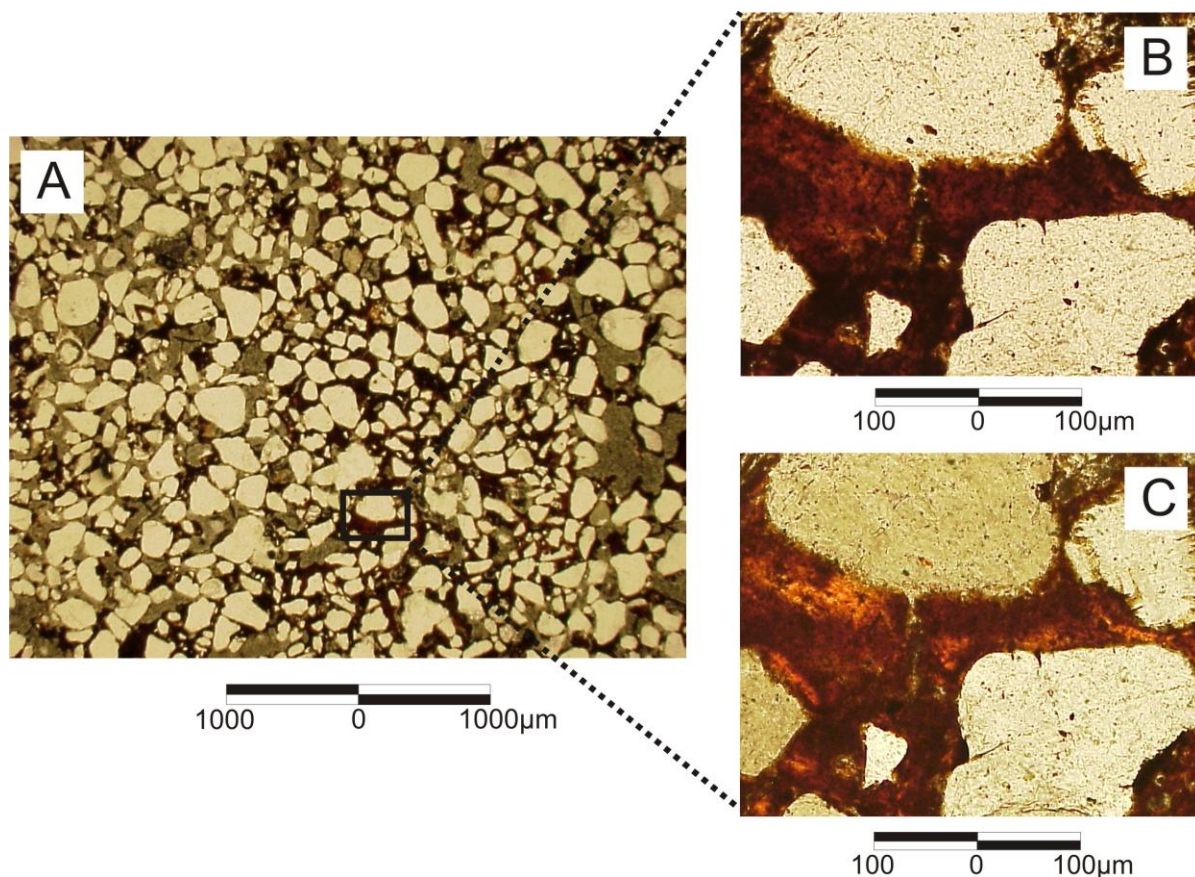


Figura 25 – Fotomicrografia da transição entre os horizontes E e BE. (A) fundo matricial com distribuição relativa pórfiro-gefúrica, sendo a zona porfírica composta por material grosso de granulometria menor que aqueles distribuídos por toda a lâmina (LPP); (B e C) revestimento do tipo crescente de ligação, sob LPP percebe-se fábrica birrefringente granoestriada e extinção contínua difusa (B-LPP; C-LPC), LPP (Luz Polarizada Plana), LPC (Luz Polarizada Cruzada)

5.5.7. Macromorfologia do horizonte Bt

O horizonte Bt tem início na alta vertente, desenvolvendo-se embutido no horizonte Bw e espessa-se à medida que progride para a média vertente, quando ocorre diretamente sobre a rocha alterada nas proximidades da TR II (Fig. 15). As características morfológicas do horizonte Bt nesse setor são: transição abrupta plana; cor bruno-avermelhado-escura (5 YR 3/3) com manchas de cores mais escuras (2,5 YR 3/4); textura franco-argilo-arenosa; estrutura angular média; cerosidade fracamente desenvolvida e abundante; consistência dura quando seco, firme quando úmido, muito plástica e pegajosa quando molhado; porosidade tubular abundante, poros pequenos vazios, os maiores estão preenchidos com areia (diâmetro entre 1mm e 10mm); pouca atividade biológica; raízes finas, fasciculadas

e poucas; presença de feições pedológicas como nódulos de argila e pedotúbulos grandes (1 a 3cm) preenchidos com material rico em matéria orgânica e argila de cor bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3), (Quadro 4).

Na média vertente sobre o patamar, o horizonte Bt se estreita (Fig. 15), os teores de argila diminuem e volta a aparecer o horizonte Bw sob o horizonte Bt. A cor passa para vermelho-escuro (2,5 YR 3/6), textura franco-argilo-arenosa, estrutura angular média a grande, moderada a forte, pouca cerosidade, consistência friável quando úmida e plástica pegajosa, quando molhado; porosidade tubular e fissural, atividade biológica comum (Quadro 4). No final do patamar (TR IV), ocorre ligeira diminuição nos teores de argila e a estrutura passa para subangular a angular, pequena a média fraca.

À medida que aumenta a declividade, na baixa vertente (TR V), setor de perfil retilíneo, o horizonte Bt se estreita (Fig. 15), embora os teores de argila mantenham-se constantes, assim como as demais características morfológicas, com exceção da cor, que se apresenta mais clara passando para bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4).

À jusante antes da TR VI o horizonte Bt desaparece em forma de cunha, resultado do intenso fluxo hídrico subsuperficial lateral, condicionado pela declividade mais acentuada e proximidade da rocha vulcânica sotoposta. Essas condições favorecem a livre circulação da água, dando início a uma frente de transformação lateral remontante. Esses processos são os responsáveis pelo surgimento do NEOSSOLO QUARTZARÊNICO com caráter petroplântico (Fig. 15), que grada para jusante para formar o GLEISSOLO (TR VII).

5.5.8. Micromorfologia do horizonte Bt

O **horizonte Bt** de modo geral apresenta características típicas de iluviação, com a presença abundante de revestimentos e preenchimentos da porosidade. Esse horizonte se diferencia daqueles subjacentes por apresentar maior quantidade de material fino e grãos de quartzo com superfícies lisas exibindo poucos indícios de alteração química.

Ao longo da topossequência é possível verificar que o horizonte Bt da TR II, situada na média alta vertente, apresenta distribuição relativa do fundo matricial tipo porfírica com marcante presença de revestimentos. O horizonte Bt das trincheiras IV e V, situadas na média e baixa vertente, a jusante do patamar desenvolve poros maiores com poucos revestimentos e muita fábrica birrefringente granoestriada (Fig. 15). Além disso, a partir da média vertente (TR III) surge o horizonte BE, com características micromorfológicas diferentes do Bt.

O horizonte Bt da TR II apresenta distribuição relativa entre o material grosso e o plasma do tipo porfírica e microestrutura cavitária (Fig. 26: A). Ocorre a presença de campos na lâmina com cavidades policôncavas delineando os agregados (Fig. 26: C).

Predomina a porosidade cavitária com tamanhos variando entre 400 e 1.200 μm , com formatos mamelonares, muitas delas revestidas por material iluvial. Secundariamente, ocorrem cavidades policôncavas.

O material grosso é mal selecionado e composto predominantemente por grãos de quartzo, com tamanho variando entre 50 a 400 μm . As superfícies dos grãos são arredondadas e lisas, apresentando poucos sinais de alteração, contrastando com os grãos das lâminas dos horizontes E e Ap.

As feições pedológicas encontradas nesse campo são compostas por raros nódulos de óxidos de ferro de cor preta. Sob luz natural se apresentam opacos, arredondados, revestidos por material compostos por argila e óxidos de ferro. Os revestimentos são do tipo crescente, com contraste nítido, paredes lisas, de cor vermelha e microlaminação. O padrão de extinção é forte contínuo.

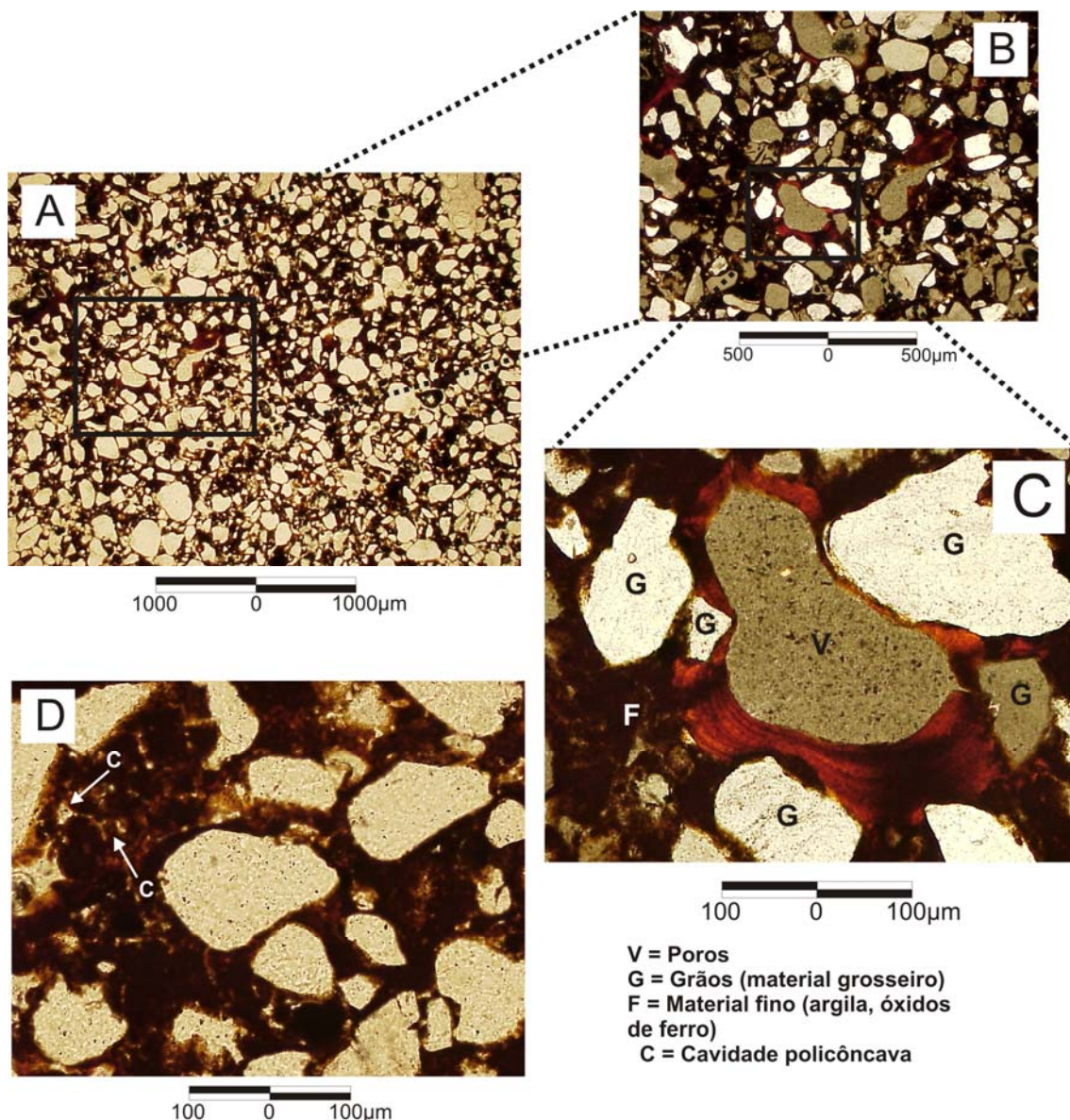


Figura 26 – Fotomicrografia do horizonte Bt (TR II): (A) horizonte Bt com distribuição relativa porfírica e microestrutura cavitária (LPP); (B) detalhe da fotomicrografia A, onde aparece um campo com muitas feições de iluviação do tipo revestimento crescente (LPC); (C) detalhe de um revestimento do tipo crescente (LPC); (D) cavidades policôncavas delineando os microagregados (LPP).

LPP (Luz Polarizada Plana), LPC (Luz Polarizada Cruzada)

A microscopia eletrônica de varredura evidencia o predomínio de cavidades nesse horizonte, confirmando os dados verificados nas lâminas delgadas analisadas (fig. 27: A). Na figura 27: B verifica-se que essas cavidades estão revestidas por material fino.

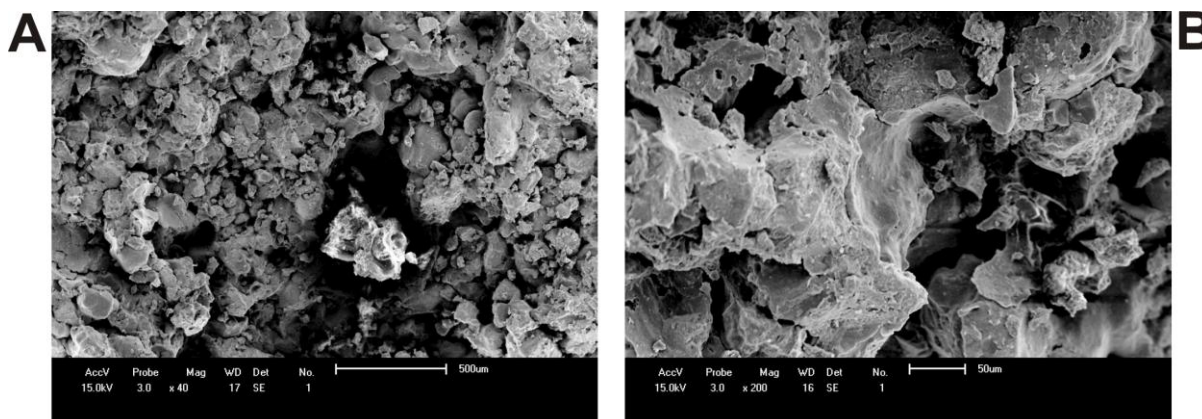


Figura 27 – Microscopia Eletrônica de Varredura do horizonte Bt: (A) predomínio de porosidade cavitária no horizonte Bt; (B) detalhe de uma cavidade mostrando paredes alisadas com revestimentos de material fino.

5.5.9. Macromorfologia do horizonte Bw

O **horizonte Bw** ocorre em dois segmentos da vertente, no topo caracterizando o LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico que grada para o LATOSSOLO VERMELHO Distrófico argissólico. Na média-baixa-vertente ocorre sob o ARGISSOLO VERMELHO Distrófico abríptico latossólico (TRs III, IV e V).

O horizonte Bw apresenta coloração bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4, úmida) tanto no primeiro quanto no segundo setor, com exceção da TR III onde a cor é vermelho-escuro (2.5 YR 4/6-8). Os teores de argila aumentam entre as trincheiras III e IV e volta a diminuir na trincheira V (Fig. 15). A textura é franco-arenosa nas trincheiras I e V e de textura franco-argilo-arenosa nas trincheiras III e IV (Quadro 4).

As características morfológicas no terço superior são: transição clara; textura franco-arenosa; estrutura sub-angular pequena e fraca, que se desmancha em microagregada; consistência macia quando seca, friável quando úmido, plástica e pegajosa quando molhado; porosidade tubular abundante, preenchida por areia e/ou carvão e estrutural de empilhamento; pouca atividade biológica; presença de poucas raízes fasciculadas e pivotantes (quadro 4 e apêndice A). Na média vertente as características granulométricas mudam para franco-argilo-arenosa, a estrutura permanece a mesma para a trincheira III e passa para microagregada na trincheira IV; a transição é plana e difusa; a consistência é friável quando úmido, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa quando molhado; porosidade comum tubular e de

empilhamento e fissural incipiente; atividade biológica comum; raízes poucas, finas e fasciculadas (Quadro 4 e Apêndice A) .

Na baixa vertente aparece novamente à textura franco-arenosa; estrutura permanece microagregada como na trincheira IV; a consistência é friável, quando úmida e, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajosa, quando molhada; porosidade tubular e estrutural de empilhamento; atividade biológica comum. Entretanto, de acordo com as isolinhas de argila (Fig. 19) percebe-se que esse horizonte tende a desaparecer em direção ao sopé por perda de material fino.

5.5.10. Micromorfologia do horizonte Bw

Na posição de topo (TR I), o horizonte Bw apresenta fundo matricial com distribuição relativa gefúrico-enáulica-pórfiro. A distribuição porfírica provavelmente é originada a partir de preenchimento de pedotúbulo gerado pela atividade biológica (Fig. 28: A e C).

Na média e baixa vertente (TRs III, IV e V) a distribuição relativa do fundo matricial é do tipo pórfiro-enáulica com algumas zonas gefúricas. Apresenta microestrutura complexa formada pela presença de microagregados intergranulares associados com áreas mais adensadas com distribuição relativa porfírica (Fig. 28: B e D).

No topo (TR I) os agregados são bem desenvolvidos e não acomodados, são arredondados e com superfície ondulada, o tamanho varia entre 45 e 200 μ m. A distribuição desses agregados na lâmina é aleatória, não obedecendo a nenhuma orientação ou agrupamento.

Na média e baixa vertente os agregados são parcialmente acomodados. O tamanho varia entre 50 e 100 μ m. Os agregados são subarredondados com superfícies onduladas.

Ocorre predominantemente porosidade de empilhamento composto tanto no Bw do topo (TR I), quanto no Bw (TRs III, IV e V) da média e baixa vertente. Entretanto os poros do Bw do topo apresentam predominantemente poros com diâmetro entre 50 e 100 μ m, enquanto os poros do Bw da média e baixa vertente

variam entre 500 e 1.000 μm . Nas TRs III, IV e V aparecem cavidades policôncavas entre os agregados.

A proporção de material grosso é de 40%, de material fino, 20% e 40% de poros no topo (TR I), enquanto nas TRs III, IV e V são de 50% de material grosso, 25% de material fino e 25% de poros.

O material grosso é composto predominantemente por grãos de quartzo, constituído por duas frações distintas: a maior formada por grãos com tamanho compreendido entre 300 e 400 μm , arredondados e a outra composta por grãos menores variando entre 50 e 100 μm , porém mais angulosos. É possível identificar raros fragmentos como nódulos de óxido de ferro.

Nas TRs III, IV e V o material fino é composto por argila caulínica e óxidos de ferro e apresenta fábrica birrefringente granoestriada, descontínuas com espessura de 20 μm . A coloração do material é vermelho-escura.

As feições pedológicas encontradas nesse horizonte foram alguns nódulos e preenchimentos de pedotúbulos por material fino com pequenos grãos de quartzo bem selecionados. Os nódulos são aparentemente de óxido de ferro.

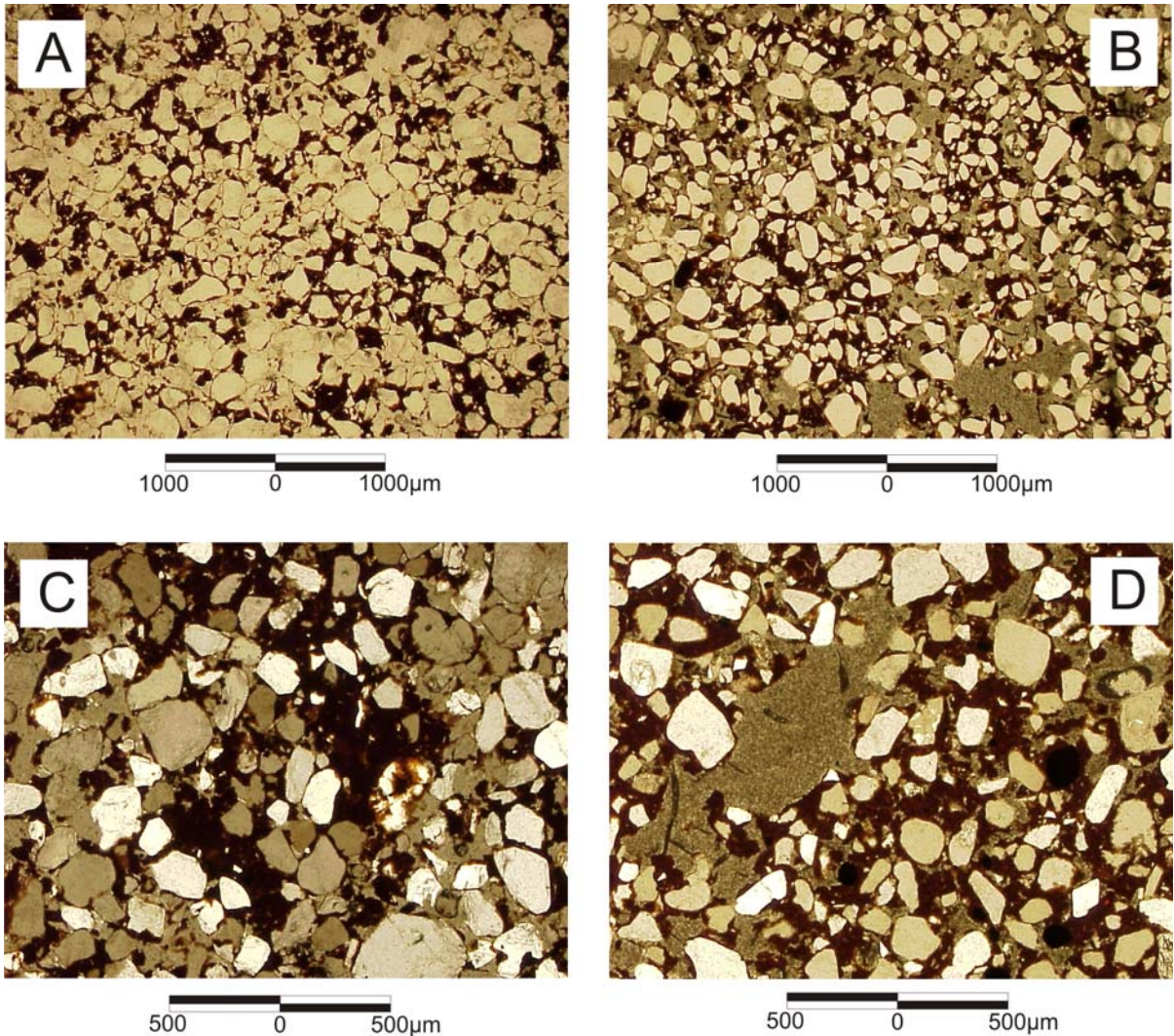


Figura 28 – Fotomicrografia dos horizontes Bw: (A) horizonte Bw do topo da vertente (LPP); (B) horizonte Bw representativo da média e baixa vertente (LPC); (C) detalhe de área mais adensada do horizonte Bw do topo sob luz polarizada cruzada, confirmando a inexistência de birrefringência (LPC); (D) detalhe de porosidade representativa do horizonte Bw da média e baixa vertente exibindo fábrica birrefringente modesta e alguns nódulos de ferro (LPP). LPP (Luz Polarizada Plana), LPC (Luz Polarizada Cruzada)

A microscopia de varredura confirma vários dados levantados nas lâminas delgadas, como a porosidade de empilhamento composto e a pedalidade bem desenvolvida, principalmente no topo da vertente (Fig. 29: A e B). Entretanto, percebe-se no MEV tamanhos de poros de empilhamento maiores que 100µm, chegando a 250µm. Talvez essa diferença se deva a visão bidimensional na lâmina delgada, enquanto no MEV é possível ter uma visão tridimensional da amostra.

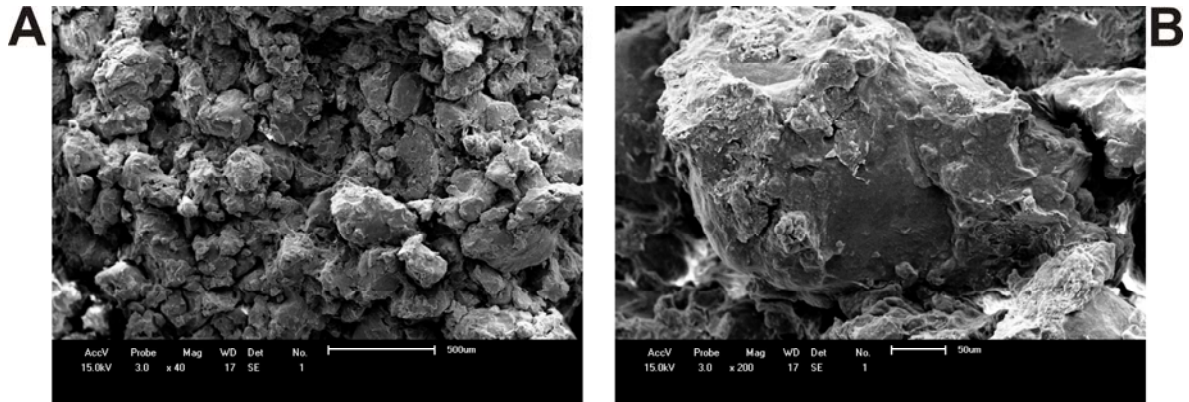


Figura 29 – Microscopia Eletrônica de Varredura da amostra do horizonte Bw do topo da vertente: (A) estrutura de empilhamento composto e microagregados bem formados entre os grãos de quartzo que também estão envolvidos em material fino; (B) grão de quartzo envolvido por material fino

Na baixa vertente todos os horizontes perdem argila à medida que ocorre um ligeiro incremento da declividade e se transformam lateralmente em **NEOSSOLO QUARTZARÊNICO**, com caráter petroplíntico em sua base, no contato com a alterita da Formação Caiuá. Neste nível há evidências de oscilação do lençol freático.

A porosidade do Neossolo é de empilhamento simples, com distribuição relativa mênica. A petroplintita apresenta grande quantidade de grão de quartzo e alguns feldspatos potássicos cimentados por óxido de ferro que conferem à coloração vermelho-escura. Essas feições medem de 5 a 25cm e apresentam inúmeros orifícios milimétricos.

Dentro da estrutura aparentemente maciça da petroplintita, sob microscópio óptico verifica-se porosidade formada por cavidades que variam de 100 a 500µm (Fig. 30: A). O cimento ferruginoso possui microlaminação com extinção contínua difusa (Fig. 30: B e C).

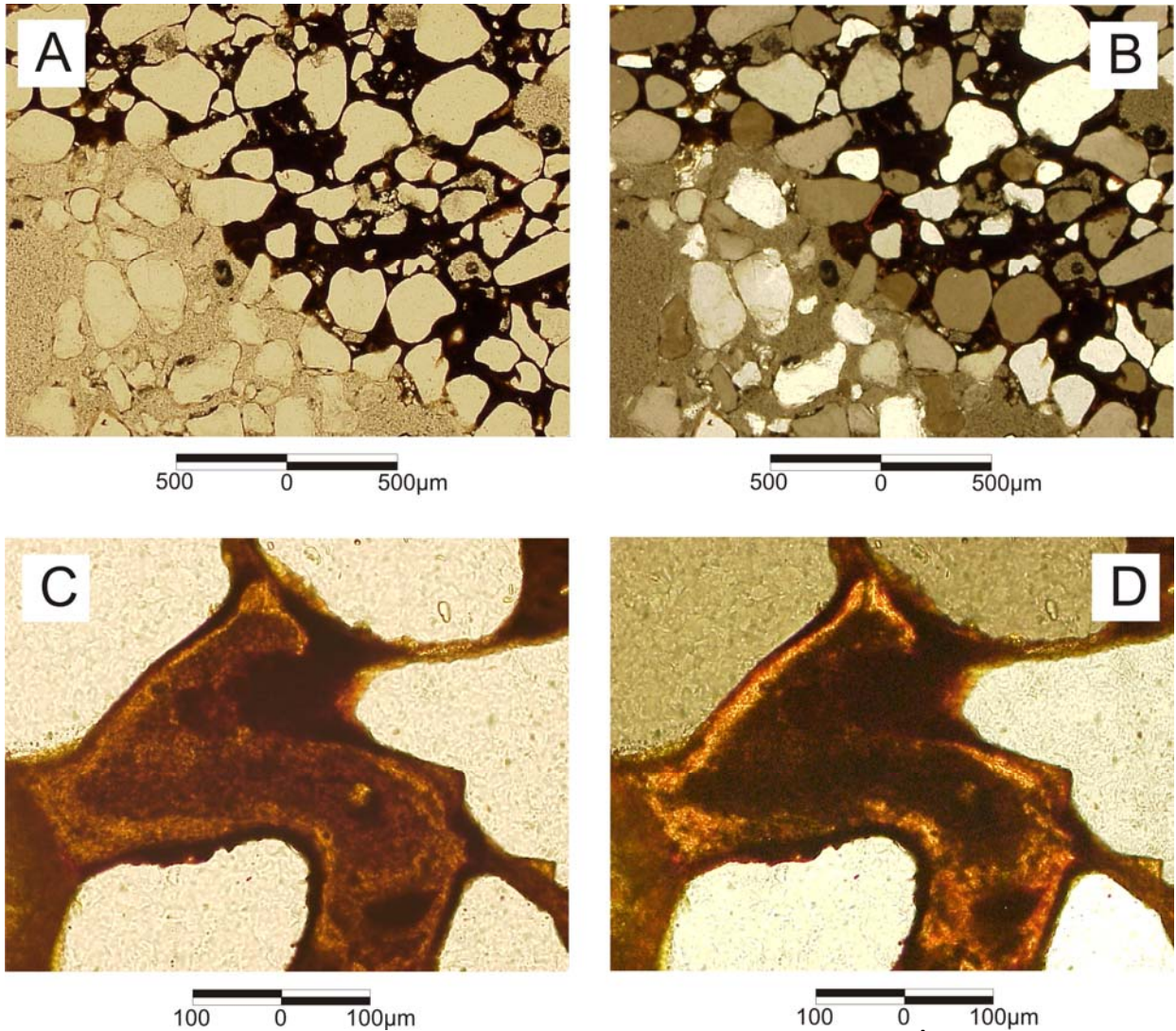


Figura 30 - Fotomicrografia do horizonte Cc do NEOSSOLO QUARTZARÊNICO COM caráter petroplíntico: (A) fotomicrografia mostrando estrutura de empilhamento simples na parte inferior esquerda(LPP); (B) fotomicrografia onde pode-se identificar alguns pontos com birrefringência detro da petroplintita (LPC); (C) detalhe de área impregnada por óxidos de ferro(LPP); (D) detalhe sob LPC , demonstrando microlaminação com padrão extinção contínua difusa. LPP (Luz Polarizada Plana), LPC (Luz Polarizada Cruzada)

As análises do MEV demonstraram forte cimentação hematítica na petroplintita (Fig.31: A). Na figura C é possível identificar diversas camadas de deposição de óxidos de ferro sobre um grão de feldspato em adiantado grau de alteração. Esse feldspato provavelmente foi preservado no interior da petroplintipa devido ao revestimento hematítico (Fig.31: B). Na figura D verifica-se com maior detalhe o avançado grau de intemperização do feldspato.

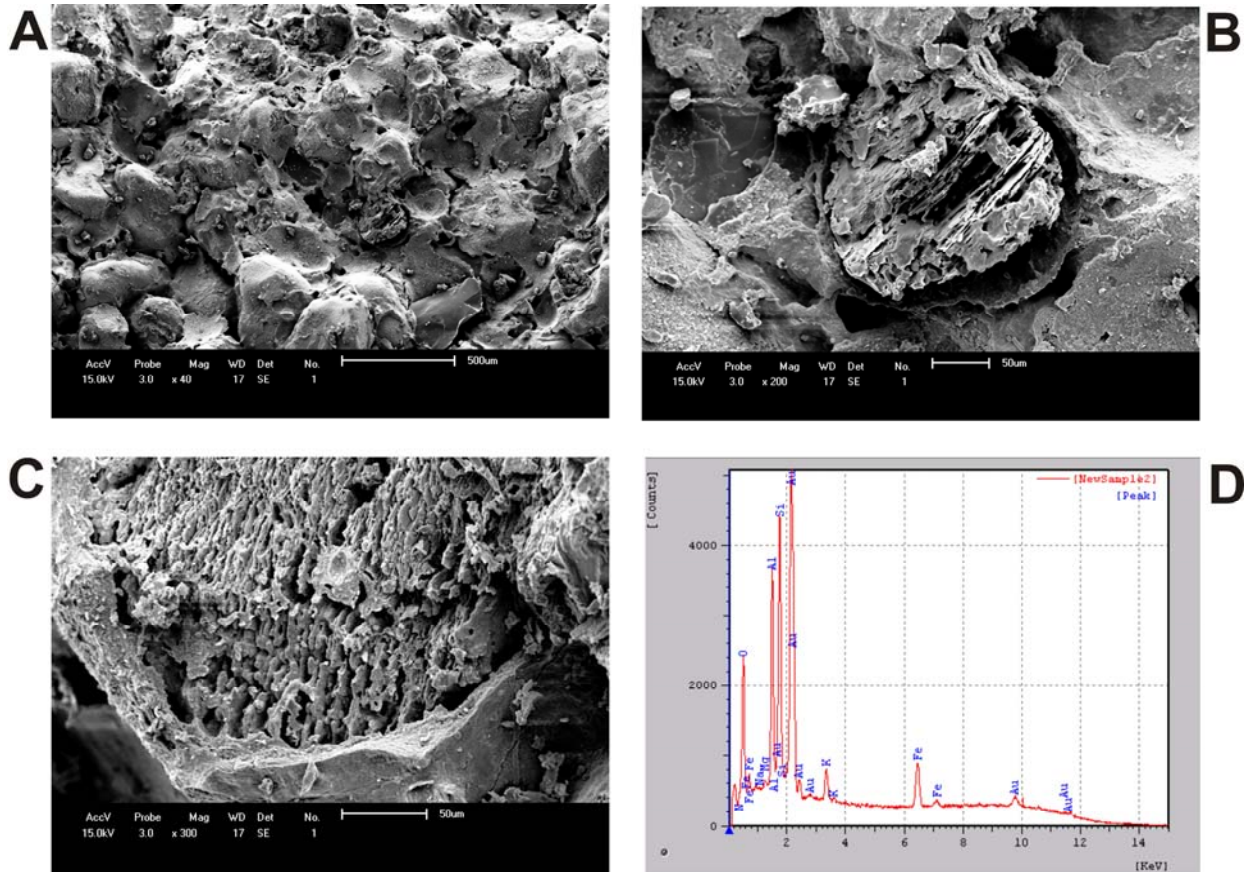


Figura 31 – Microscopia Eletrônica de Varredura de fragmento da petroplintita encontrada no NEOSSOLO QUARTZARÊNICO: (A) material grosseiro cimentado por óxidos de ferro; (B) feldspato em fase de alteração cimentado por óxidos de ferro; (C) detalhe mostrando camadas de óxidos de ferro revestindo o feldspato; (D) EDS do mineral cimentado da figura 31-C, confirmando ser um feldspato alterado

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Na bacia do córrego Aratu é possível identificar mudanças da morfologia da vertente que se refletem na cobertura pedológica. Essas mudanças verificadas na cobertura estão relacionadas, principalmente às alterações na forma do segmento da vertente que modificam as classes de declividade, alterando conseqüentemente o fluxo hídrico superficial e subsuperficial.

Analisando-se as cartas de geologia, de declividade e de curvatura vertical percebe-se claramente a associação entre as mesmas. A bacia possui duas litologias bem distintas arenito sobreposto ao basalto. Ao longo do perfil longitudinal do córrego Aratu constata-se que este apresenta leito rochoso composto por arenito na cabeceira e por basalto a partir do alto curso que se prolonga até a foz (Fig. 4). Porém, os solos derivados do basalto só aparecem depois do médio curso (Fig. 13). O local de contato entre as duas litologias altera o nível de base local (Fig. 10), que por sua vez produz mudanças na forma das vertentes, originando um patamar pouco marcado orientado transversalmente ao rio, ainda nos solos derivados do arenito (Fig. 11).

Verificam-se assim, a partir da análise do perfil longitudinal do córrego e da análise das cartas de declividade e de curvatura vertical a importância da litologia para o desenvolvimento dos patamares e conseqüentemente os diferentes solos associados. Notam-se também, no perfil longitudinal do córrego Aratu, mudanças sutis no nível de base local, desenvolvendo pequenos desníveis, o primeiro próximo à cabeceira de drenagem, na transição entre arenito e basalto, e outra a partir do médio curso, sobre o substrato do basalto. Essas mudanças no nível de base podem conduzir a uma dinâmica hídrica mais intensa, desestabilizando a cobertura pedológica e gerando transformações laterais remontantes (Fig. 4).

Analisando as curvas de isolinhas de argila é possível fazer uma correlação entre os horizontes de solo dispostos na topossequência (Fig. 15). No topo plano, onde ocorre o latossolo, os teores de argila são homogêneos em todo o perfil. Porém, na alta vertente com a mudança do perfil do segmento para levemente convexo, começa a ocorrer aumento gradativo dos teores de argila no horizonte B e redução no horizonte A.

A migração da argila para o horizonte B está relacionada com o aumento da declividade, com a condutividade hidráulica e com o arranjo espacial dos poros (ROBAIN & CURMI, 1986; GRIMALDI & BOULET, 1989; CASTRO, 1989; SALOMÃO, 1994; VITAL-TORRADO, 1994; SANTOS 1995; COOPER, 1996; ZAGO, 2000; CUNHA, 2002). Devido ao uso e manejo do solo, o horizonte A tende a apresentar poros menores que o horizonte B dos latossolos (ZAGO, 2000).

No topo da vertente, onde ocorre o Latossolo, a água percola verticalmente. Na alta vertente, com o aumento da declividade e a porosidade ligeiramente inferior no horizonte A, a água precipitada passa a migrar lateralmente, por conseguinte, penetra mais lentamente no solo, criando uma frente de “molhamento” que alcança menor profundidade do que no Bw de topo. Esse processo provoca expansão dos agregados, quando úmidos e, contração quando secos, causando mudanças na estrutura do solo originando, desse modo, a formação inicial de um Bt incipiente embutido no Bw. A água tende a adquirir maior incremento vertente a baixo lixiviando o horizonte superficial e provocando eluviação originando o horizonte E e conseqüentemente iluviação, processo também verificado por Castro, 1989; Cooper, 1996; Zago, 2000; Cunha, 2002.

No início da média vertente ocorre redução dos teores de argila nos horizontes superficiais e o incremento nos horizontes de subsuperfície, em razão do processo de e-iluviação. O horizonte E é menos espesso no início da média vertente (TR II), com maior declividade, e mais espesso no final do segmento sobre o patamar (TR III). Aparentemente o espessamento do horizonte E, no final da média vertente, se deve aos processos de e-iluviação e de coluvionamentos devido à redução da declividade. Entre as sondagens 8 e 12 não ocorre o horizonte Bw, provavelmente em razão da maior eficiência do processo e-iluviação vertical e, também, pela proximidade da rocha. Por outro lado o horizonte Bt apresenta maior teor de argila quando comparado com os demais setores da topossequência.

Nas proximidades da TR III (12 e 14) o horizonte Bt se estreita e diminuem os teores de argila, isso pode estar relacionado à presença de lençol suspenso que se desenvolve sobre o horizonte Bt, em períodos de chuva como descrito por Zago (2000) e Cunha (2002). A saturação do solo pela água durante um período considerado provocaria a desestabilização das ligações entre os óxidos de ferro e

argila, mudando a valência do ferro e tornando-o solúvel provocando a remoção de material fino (CASTRO, 1989; SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989; KÄMPF & CURI, 2000).

A partir do patamar (TR III) em direção às TRs IV e V, a vertente tende a convexa, o horizonte E passa a ter mais argila, enquanto aumenta a espessura do horizonte Bt. A partir da TR IV até a baixa vertente (TR VI), setor de maior declividade, os valores de argila tendem a diminuir em todos os horizontes, com valores compreendidos entre 5% e 10%. Os horizontes BE, Bt e Bw desaparecem de forma difusa lateralmente em direção à TR VI. Nesse setor ocorrem oscilações de lençol a partir da profundidade de 1 metro, o que provoca o rompimento das ligações entre os óxidos de ferro e a argila, uma vez que o ferro possui declarada sensibilidade para mudar de valência quando submetido à saturação temporária, passando de Fe^{3+} para Fe^{2+} , desestabilizando as estruturas e provocando a lixiviação dos materiais finos (BIGHAM et al., 2002).

Os maiores teores de silte determinados no gráfico da curva de isovalores coincidem com a maior proximidade da rocha, localizados na média vertente e junto ao sopé decorrentes do substrato rochoso que na média vertente é representado pelos arenitos da Formação Caiuá e no sopé por basalto.

As descrições morfológicas realizadas em campo e micromorfológicas realizadas através de microscopia óptica e de varredura mostram evidências importantes a respeito da dinâmica hídrica ao longo da vertente (fluxos de lençol suspenso e influência do lençol freático), assim como a importância das diferenças de declividade do terreno nas transformações laterais e verticais dos solos distribuídos na topossequência.

O horizonte Ap apresenta mudanças em sua estrutura ao longo da topossequência. No Ap do topo (TRI), a estrutura é grumosa, enquanto que em direção à média vertente (TRII), coincidindo com o aumento da declividade, torna-se sub-angular. Essa mudança provavelmente ocasiona retenção de água por mais tempo no horizonte superficial, além de incremento no escoamento superficial que colabora com a retirada do material fino, indo de encontro com o constatado por Zago (2000) em Mamborê/PR e Cunha (2002) em Cidade Gaúcha/PR, para solos

derivados de arenitos da Formação Caiuá. Essa situação pode ser um fator que colabore com a desestabilização das estruturas, devido à redução do ferro, responsáveis pelo rompimento das ligações entre óxidos de ferro e argila, causando transformações que originam o Bt, em razão dos processos de e-iluviação e de adensamento por umedecimento e secagem.

No final da média vertente (TR III), o horizonte Ap passa a apresentar estrutura granular a sub-angular, em razão da presença de gramíneas, favorecendo novamente o fluxo hídrico vertical. As análises micromorfológicas demonstram nesse setor estrutura quito-gefúrica, com pontes côncavas, indicando perda de material fino. Os revestimentos encontrados nesse horizonte são poucos e apresentam extinção contínua difusa, que pode indicar também a saída dos óxidos de ferro. Ocorrem zonas (fendas preenchidas dispostas verticalmente) com material grosso (areia fina), com boa seleção, distribuído entre os grãos de areia de fração mais grossa. A reorganização dos grãos pode ser resultado de percolação rápida da água durante os períodos de precipitação.

O horizonte E aparece na média alta vertente. A partir do final da média vertente, quando o segmento torna-se levemente convexo, surgem as bandas onduladas no horizonte E, inicialmente espessas (TR IV) e depois delgadas (TRV). Surge também, um horizonte intermediário entre os horizontes E e Bt, identificado como horizonte BE. No limite entre o E e o BE, ocorre uma banda ondulada espessa, às vezes conectada com o horizonte Bt (TR IV), essa banda se estreita à medida que se avança para a jusante da vertente, ao mesmo tempo o horizonte E se espessa.

Nas lâminas analisadas da topossequência foi possível identificar no horizonte E uma gradativa redução do material fino de montante para a jusante da vertente, e concomitantemente o aumento de macroporos com boa conectividade, organizados e distribuídos lateralmente no horizonte E (Fig. 24) evidenciando a percolação lateral da água nesse horizonte, que auxilia assim para a remobilização do material fino e conseqüente destruição do horizonte sotoposto, como já foi constatado por Castro (1989), Vital-Torrado (1994), Cooper (1996), Cunha (1996 e 2002), Gasparetto (1999), Martins (2000), Zago (2000).

Segundo Brady (1989), a razão do fluxo total de água nos poros do solo é proporcional à quarta potência do raio, assim o fluxo através de um poro com raio de 1.000 μ m seria equivalente ao de 10.000 poros com raio de 100 μ m. A conectividade entre os poros também é um fator importante, quanto mais arenoso mais rápido será a percolação da água (BRADY, 1989). Dessa forma entende-se que a água percolará verticalmente e de forma mais rápida no horizonte Ap e E e terá um impedimento ao alcançar as bandas mais argilosas, passando a movimentar-se lateralmente, embora não cesse o fluxo vertical devido à força gravitacional. Essa seria a primeira evidência de fluxo lateral suspenso constatado pelas análises micromorfológicas na topossequência.

Zago (2000) salienta que o lençol de água suspenso permanece por até 2 dias sobre o horizonte Bt, após o término da precipitação. Isso pode favorecer a desestabilização das ligações entre óxidos de ferro e argila, propiciando a mobilização dos finos e aparecimento de poros com maiores dimensões e feições de desmantelamento como aquelas encontradas nas lâminas analisadas dos horizontes E e BE. As constatações verificadas pelo autor podem auxiliar na compreensão da gênese do horizonte BE, de porosidade de empilhamento composto apresentando feições de desmantelamento.

Seguindo em direção à baixa vertente começam a surgir bandas onduladas estreitas (entre 1 e 2cm de espessura), no contato entre o horizonte Ap e E. Foram identificadas dois tipos de bandas:

- Uma banda mais superficial, entre 15 e 30cm de profundidade, formada por camadas de material grosso bem selecionado (Fig. 22), intercalado com material moderadamente selecionado. O material grosseiro é constituído por grãos de quartzo, com muitas feições de alteração química, distribuídos em camadas. Essas bandas ocorrem tanto na TR V (Argissolo), quanto na TR VI (NEOSSOLO QUARTZARÊNICO);
- Outra banda logo abaixo, entre 30 e 50cm de profundidade, com material grosso moderadamente selecionado, zonas porfíricas e presença de revestimentos e hiporrevestimentos. A organização espacial do material grosso e fino é coincidente com a do horizonte Bt do argissolo, indicando que

as bandas são feições residuais do horizonte Bt. No limite inferior das bandas, a fração areia fina na maioria das vezes está organizada sub-verticalmente entre o material da fração grossa, indicando descida material pela porosidade de empilhamento (Fig. 24: A, B, C, D).

Entre os horizontes Ap, E e BE , a partir da média vertente, em direção ao sopé, os grãos de quartzo apresentam muitas feições de alteração geoquímica como golfos de corrosão e plasma-infusão, provavelmente por conta do intenso fluxo hídrico subsuperficial.

As bandas onduladas foram também observadas nas toposseqüências estudadas por Cunha (1996), na toposseqüência Córrego Longe (Umuarama), Cunha & Castro (1998), Gasparetto (1999), na toposseqüência sítio Três Leões em Cianorte e Martins (2000), na toposseqüência Bom Jesus em Cidade Gaúcha. Os autores interpretaram essas bandas como relíquias do horizonte Bt, em razão das características do material que as compõe e, principalmente, pela ligação física através de pedúnculos que algumas ainda mantêm com o horizonte Bt. Castro (1989) na região de Marília, e Santos (1995) na região de Bauru observaram situações semelhantes e sugerem que as bandas onduladas, são originadas a partir da destruição do horizonte Bt.

O horizonte Bt tem início na alta vertente embutido no horizonte Bw, no setor onde o segmento de vertente passa de plano para ligeiramente convexo, enquanto a textura do horizonte Ap muda de grumosa para sub-angular, modificando-se também a porosidade. Aliando a esses dois fatores, aumento da declividade e mudança de estrutura, têm-se um favorecimento do escoamento lateral da água em superfície.

Na média vertente o Bt apresenta feições típicas de iluviação como os revestimentos e preenchimentos. Este se desenvolve sobre a rocha nesse segmento, é espesso, apresenta fábrica birrefringente granoestriada, evidenciando feições de *stress*, entre os agregados do solo. Entre esses agregados formam-se as cavidades policôncavas, associadas a um incremento de argila, comprovado pela presença de cavidades mamelonares grandes preenchidas ou revestidas por argila e óxidos de ferro.

O horizonte Bw, aparece no topo e alta vertente e sotoposto ao Bt, no final da media vertente. A não continuidade do horizonte Bw em toda a vertente provavelmente esteja relacionada ao incremento da declividade e à presença da alterita próxima a superfície na média vertente. O aumento da declividade nesse segmento favorece a remoção de material em superfície, durante os períodos de chuva, causando redução da espessura dos horizontes superficiais, em especial do horizonte E. O contraste de porosidade entre os materiais conservaria os horizontes superficiais saturados em água durante períodos prolongados. Em razão da saturação, os materiais finos que compõem a cobertura pedológica, seriam desestabilizados e remobilizados, tanto no sentido vertical como lateralmente, obstruindo a porosidade até atingir a alterita. Esse procedimento tipicamente iluvial seria responsável pela presença do horizonte Bt assentado diretamente sobre a alterita e, também, explicaria a ocorrência nesse setor das maiores concentrações de argila de toda a topossequência.

Observando as transformações em cada horizonte, constata-se que ocorrem três frentes de transformação importantes: uma na alta vertente, onde o Bt avança remontantemente em direção ao Latossolo; outra na média vertente prevalecendo processos verticais que fazem com que o horizonte Bt atinja o contato com a alterita e; outra frente de transformação importante e bastante agressiva ocorre na baixa vertente, devido à oscilação do lençol freático, responsável pela destruição de todos os horizontes argilosos, restando apenas um volume espesso de textura arenosa, o NEOSSOLO QUARTZARÊNICO com caráter petroplíntico. No sopé o GLEISSOLO apresenta muita argila abaixo da profundidade de 1 metro denotando a influência do basalto em sua gênese.

Desequilíbrio como o verificado na topossequência do córrego Aratu podem estar relacionadas com mudanças climáticas globais ou por modificação do nível de base local ou regional, favorecendo um aprofundamento vertical da rede de drenagem no sopé da vertente (Boulet, 1992; Boulet *et al.*, 1993; Pellerin & Queiroz Neto, 1992; Filizola, 1993), ou até mesmo pelo contato litológico descrito na dissertação. Mudanças lentas no relevo acontecem como resposta a essas transformações.

7. CONCLUSÕES

Analisando os dados apresentados nos resultados e discussões constatam-se que:

- De acordo com as cartas de declividade e curvatura vertical, verifica-se a presença de suave patamar que contorna a média vertente da bacia do córrego aratu;
- A carta de solo da bacia indica semelhança entre os solos das vertentes das margens esquerda e direita;
- Os isovalores de silte indicam proximidade da rocha na média vertente;
- Os isovalores de argila indicam um incremento na média vertente e um drástico empobrecimento na baixa vertente;
- As bandas onduladas seriam testemunhas residuais, de que o horizonte Bt, já esteve mais elevado nos perfis antes de sua eluviação;
- A partir da média vertente os grãos de quartzo encontram-se muito alterados apresentando muitas feições de dissolução. A total dissolução dos grãos pode levar a um rebaixamento do relevo nesse setor;
- A porosidade observada nas lâminas delgadas de solo sugere lençóis suspensos sobre as bandas e sobre o horizonte Bt, no qual a conectividade dos poros no sentido horizontal indica fluxo hídrico lateral, principalmente após a média vertente.

Esta topossequências apresenta particularidades que a diferencia das outras já estudadas no Noroeste do Paraná:

- Aparece horizonte Bw no topo da vertente e entre a média e baixa vertente, sendo interrompido entre a alta e média vertente, segmento que antecede um patamar pouco evidenciado, sugerindo uma influência importante da geomorfologia na evolução do solo neste segmento;
- Percentagens altas de argila são encontradas no horizonte Bt apenas no segmento que antecede ao patamar (entre alta e média vertente), onde o Bw está ausente sugerindo um incremento dos processos

verticais de e-iluviação e uma dissecação do horizonte superficial nesse ponto que se apresenta menos espesso do que à jusante;

- Após a frente de transformação da baixa vertente que origina o NEOSSOLO QUARTZARÊNICO com caráter petroplíntico desenvolve-se um GLEISSOLO argiloso por influência do basalto no sopé da vertente.

Diante do exposto nos resultados e discussão acredita-se que ocorram basicamente três frentes de transformação do solo importantes:

- Uma na alta vertente onde o Argissolo avança lateral e remontantemente sobre o Bw;
- Outra na média vertente, prevalecendo os mecanismos verticais de e-iluviação sobre os laterais;
- E outra na baixa vertente onde o NEOSSOLO QUARTZARÊNICO avança sobre os horizontes do Argissolo lateralmente.

Essas frentes de transformação apresentam evolução e velocidades particulares, dependentes de fatores como forma da vertente e declividade, textura e estrutura do solo, das oscilações do lençol freático e estrutura da rocha.

Diante do exposto acredita-se que neste caso pedogênese e geomorfogênese atuam contemporânea e solidariamente, pois enquanto ocorre um controle da geomorfologia, principalmente entre a alta e média vertente, processos diferenciados de transformações laterais e verticais do solo provocam lixiviação e dissoluções de grão de quartzo colaborando com o rebaixamento do relevo, em setores da vertente onde o processo é mais agressivo.

8. REFERÊNCIAS

AB'SABER, A.N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**, Paraná, 1962, v. 2, p. 2-32.

ANDRADE, J.A. **As Unidades de Paisagens e os Sistemas de Produção Agrícolas no Município de Floraí-PR**. Dissertação apresentada ao Departamento de Pós Graduação em Geografia – UEM. Maringá/PR, 2005.

BEADOU, A.; CHATELIN, Y.; COLLINET, J. & SALA, G.H. Notes sur la micromorphologie de certains sols ferrallitiques jaunes de régions équatorielles d'Afrique. **Cahiers ORSTOM, Séries Pédologie**, 1977, v.4, p.357-379.

BEADOU, A. Expression micromorphologique de la microagrégation et de l'illuviation dans certains sols ferrallitiques centrafricains et dans les sols hydromorphes associés. **Cahiers ORSTOM, Séries Pédologie**, 1972, v.10, n.4, p.357-371.

BEADOU, A.; FROMAGET, M. & GUICHARD, E. Analyse des organisations micro et macrostructurales de certains sols ferrallitiques centrafricains issus de roches basiques. In: FEDOROFF, N. & BRESSON, L.M (Ed.) **ACTES DE LA VII RÉUNION INTERNATIONALE DE MICROMORPHOLOGIE DES SOLS**. Paris, 1987, p.119-124.

BIGARELLA, J. & MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Bol. Paranaense de Geografia** 16 e 17, Curitiba, 1965a, 153-197.

BIGARELLA, J. & MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito da evolução das vertentes, **Bol. Paranaense de Geografia**, Curitiba, 1965b, 16 e 17 117-151.

BIGHAM, J.M.; FITZPATRICK, R.W.; SCHULZE, D. G. Iron Oxides. In: DIXON, J. B.; SCHULZE, D. G.(org) **Soil Mineralogy with Environmental Applications. Published by: Soil Science Society of America**, Inc. Madison, Wisconsin, USA, 323-366, 2002.

BIGHAM, J.M.; GOLDEN, D.C.; BOWEN, L.H.; BUOL, S.W. & WEED, S.B. Iron oxide mineralogy of well-drained Ultisols and Oxisols: I. Characterization of iron oxides in soil clays by mössbauer spectroscopy, X-ray diffractometry, and selected chemical techniques. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 1978, 42:816-825.

BITOM, D.; VOLKOFF, B. Evidences of two modes of microstructuration in red - ferrallitic soils of South-Cameroon [ferrallitic soil, red soil, micromorphology. **Science du Sol** (France), 1991, v. 29(4) p. 286-300.

BOCQUIER, G. **Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad**. [S. I.]: ORSTOM, 1973. 325 p. (Mem. ORSTOM, 62).

BOULET, R. Análise Estrutural da cobertura Pedológica e Cartografia. In: **XXI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo**. Anais. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1988, 79-90.

BOULET, R. et al. Analyse structurale et pédologie I. Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. **Cahiers ORSTOM**, 1982a, v. 19, n. 4, p. 309-322.

BOULET, R.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pedologie II. Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. **Cahiers ORSTOM**, 1982b, v. 19, n. 4, p. 323-339.

BOULET, R.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pedologie III. Passage de la phase analytique à une cartographie général synthétique. **Cahiers ORSTOM**, 1982c, v. 19, n. 4, p. 341-351.

BOULET, R. . Os sistemas de transformação em pedologia. **Boletim de Geografia Teorética**, Brasil, 1990, v. 20, n. 39, p. 45-63.

BOULET, R. **Toposéquences de sols tropicaux en Halte Volta. Équilibre et déséquilibre pedobioclimatique**. Tese – Université de Strasbourg.Paris, 1974. 272 p.

BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989. 898 p.

BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. New York, John Wiley & Sons, 1964.

BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soil**. New York, Robert E. Krieger, 1976. 428p.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. & TURSINA, T. Handbook for soil thin section description. **Woverhampton, Waine Research Publishers**, 1985. 152p.

CALEGARI, M. R. **Distribuição da Cobertura Pedológica e o Relevo no Alto Vale do Ribeirão Água do São Francisco - Nova Esperança-PR**. Dissertação apresentada ao Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 2000.

CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônômico de Campinas**. Campinas: Instituto Agrônômico, 1986. 94p. (IAC, Boletim Técnico, 106).

CARVALHO, A. **Solos da região de Marília: relação a pedogênese e a evolução do relevo**. Tese de Doutorado apresentada ao Departamento de Geografia, FFLCH, USP, São Paulo, 1976.

CASTRO, S.S. de; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M. de; LOPES, A.S.; ALVAREZ VENEGAS, V.H. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003. v.3, p.107-164.

CASTRO, S.S. **Micromorfologia de solos: Bases para descrição de lâminas delgadas**. UFG-IESA, UNICAMP-IG-DGEO, Goiânia/Campinas, 2008, 2ª edição, p.143

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

CHALCRAFT, D. & PYE, K. Humid tropical weathering of quartzite in Southeastern Venezuela. Z. **Geomorphol.**, 1984, v.28, no. 3, p. 321-332.

CHAUVEL, A. Iniciação à Análise Microscópica dos Solos. Piracicaba: ESALQ/USP, 1979. 16 p. Mimeog.

CHAUVEL, A. **Recherches sur la transformation des sols ferralitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées**. Paris, Travaux et Documents ORSTOM, 1977. 532p.

COOPER, M. Influência das condições físico-hídricas nas transformações estruturais entre horizontes B latossólico e B textural sobre diabásio. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 1999. 132p. (Tese de Doutorado).

CUNHA, J. E. **Funcionamento Hídrico e Suscetibilidade Erosiva de um Sistema Pedológico Constituído por Latossolo e Argissolo no Município de Cidade Gaúcha-Pr**. Tese submetida ao Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, 2002.

CUNHA, J. E. ; CASTRO, S. S. . Caracterização físico-hídrica e micromorfológica da topossequência Córrego Longe, em Umuarama, PR. In: **XIII Congr.Latino-Americano de Ciência do Solo**, 1996, Águas de Lyndóia. Anais. Piracicaba : SBCS/ESALQ, 1996.

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

CURI, N.; LARACH, J.O.I.; KÄMPF, N.; MONIZ, A.C. & FONTES, L.E.F. **Vocabulário de ciência do solo**. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1993. 89p.

DELVIGNE, J. **Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering. The Canadian Mineralogist**. Special Publication 3. Min. Assoc. of Canada and Editions ORSTOM. Ottawa. 1998, 494p.

DELVIGNE, J. **Curso de micromorfologia das alterações minerais**. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. São Paulo. 1981.

DELVIGNE, J. **Pédogénese en zone tropicale**. [S. l.]: ORSTOM, 1964.177 p. (Mem, ORSTOM, n. 13).

DELVIGNE, J. **Pédogénese en zone tropicale: La formation des minéraux secondaires en milieu ferralitique**. Mém. ORSTOM. 1965.

EMBRAPA (Centro Nacional de Pesquisas de Solo). **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1997. 212p.

EMBRAPA (Centro Nacional de Pesquisas de Solo). **Sistema Brasileiro de Classificação de solos**. 2ªed. Brasília: Produção de informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306p.

ESWARAN, H. & BIN, W.C. A Study of a Deep Weathering Profile on Granite in Peninsular Malaysia: I. Physico-Chemical and Micromorphological Properties. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 1978, v. 42, p. 144-149.

ESWARAN, H. & STOOPS, G. Surface Textures of Quartz in Tropical Soils. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 1979, v. 43, p. 420-424.

FERNANDES, L.A. **A cobertura cretácea suprabasáltico Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): Os Grupos Bauru e Caiuá**. São Paulo, Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1992. 171 p.

FILIZOLA, H. F.; GOMES, M. A. F. Coleta e Impregnação de Amostras de Solo para Análise Micromorfológica. **Comunicado Técnico 20. Embrapa**. Jaguariúna, SP, 2006.

FITZPATRICK, E.A. **The micromorphology of soils**. Aberdeen, University of Aberdeen, 1980.

FLAGEOLLET, J.C. Aspects morphoscopiques et exoscopiques des quartz dans quelques sols ferrallitiques de la région de cechi (Côte d'Ivoire). **Cah. ORSTOM, série Pédologie**, 1980, v. XVIII, no. 2, p. 111-121.

FRITSCH, E. Morphologie des quartz d'une couverture ferrallitique dégradée par hydromorphie. **Cah. ORSTOM, série. Pédologie**, 24 (1):3-15, 1988.

FURQUIM, S. A. C.: **Interações entre modelado e solo no transecto Espreado, São Pedro, SP**. Dissertação de Mestrado apresentada ao Departamento de Feografia/USP, São Paulo; 164 p., 2002.

GASPARETTO, N.V.L. **As Formações Superficiais do Noroeste do Paraná e sua Relação com o Arenito Caiuá**. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 1999.

GASPARETTO, N.V.L.; CARVALHO, A. Origem e morfologia dos grãos de quartzo da cobertura pedológica na região Noroeste do Paraná-PR. **Pesquisas Em Geociências**, Porto Alegre, 2001, 28 (2): 197-203.

GASPARETTO, N. V. L.; SANTOS, M. L. dos. O emprego de minerais pesados como indicador da proveniência da cobertura pedológica do Arenito Caiuá na região Noroeste do Paraná. **Pesquisas Em Geociências**, Porto Alegre, 2005, p. 0-6.

HOWARD, J.L.; AMOS, D.F.; DANIELS, W.L. Micromorphology and dissolution of quartz sand in some exceptionally ancient soils. **Sedim. Geol.**, 1995, v.105, p.51-62.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). **Manual Técnico de Pedologia**. Manuais Técnicos em Geociências nº 4. 2ª edição. IBGE, Rio de Janeiro. 2007, 316 p.

INSTITUTO AGRONÔMICO DO ESTADO DO PARANÁ. **Cartas climáticas do Estado do Paraná 1994**. Londrina, IAPAR, 1994. 49 p. ilustr. (IAPAR, Documento, 18).

JABUR, I.C.; SANTOS, M. L. – Revisão Estratigráfica da Formação Caiuá. – **Boletim de geografia** – Departamento de Geografia – Universidade Estadual de Maringá – Maringá – 1984, ano 02 – número 02 .

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

KUBIENA, W.L. **Micropedology**. Iowa, Collegiate Press, 1938. 243p.

LEITÃO FILHO, H. F. **Considerações sobre a florística de florestas tropicais e subtropicais do Brasil**. UNICAMP, Departamento de Botânica Instituto de Biologia 13.100 - Campinas – SP IPEF, 1987, n.35, p.41-46, abr.

LENEUF, N. Observations stéréoscopiques sur les figures de corrosion du quartz dans certaines formations superficielles. **Cah. ORSTOM, sér. Pédologie**, 1973, v. XI, no. 1, p. 43-51.

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, 1977a, 41:104-109.

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, 1977b, 41:109-115.

LEPSCH, I.F. **Formação e Conservação dos Solos**. São Paulo; oficina de Textos. 2002

LEPSCH, I.F. **Soil landscape relationships in an area of the Occidental Plateau of São Paulo State, Brazil**. Raleigh. 1975, 163 p. (PhD thesis).

LIMA, P.C. de; CURI, N.; LEPSCH, I.F. Terminologia de micromorfologia do solo. **Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, 1985, v.10, n.2, p.33-43.

LUCAS, Y.; CHAUVEL, A.; BOULET, R.; RANZANI, G. & SCATOLINI, F. Transição latossolos-podzóis sobre a formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. **Rev. Bras. Ciência do Solo**, 1984, 8:325-335.

MAACK, R. Geografia física do estado do Paraná. 3. ed. Curitiba: Imprensa Oficial, 2002.

MAIGNIEN, R. **Review of research on laterites: natural resourcer research**. UNESCO IV, 1966

MANOSSO, D. C. C. **A Degradação das Propriedades Físicas dos Latossolos Vermelhos Distróficos em Decorrencia dos Diferentes Usos Agrícolas em Florai-Pr.** Dissertação apresentada ao Departamento de Geografia – UEM. Maringá, 2006.

MARQUES, A. J.; SANTIL, F. L. P.; CUNHA, J. E. O uso do clinômetro no levantamento topográfico. Estudo de caso: levantamento pedológico. **Boletim de Geografia**, Maringá, 2000, 1(1), p. 135-141.

MARTINS, V. M. **Caracterização morfológica e da circulação hídrica dos solos da cabeceira de drenagem do córrego Bom Jesus no município de Cidade Gaúcha-PR.** Dissertação apresentada ao Departamento de Geografia da FFLCH/USP. São Paulo, 2000.

MELFI, A. J. e PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 1 - Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. **Revista Brasileira de Geociências**, 1977, vol. 7, p. 271-286.

MELFI, A.J.; PEDRO, G.; VOLKOFF, B.. Cartografia Pedogeoquímica das Coberturas Pedológicas do Brasil. **Colóquio estudo e cartografia de formações superficiais e suas aplicacoes em regiões tropicais.** S.Pau1o. 1978 ,vol.I,335-350. TEMA III.

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

MILNE, G. Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils. Londres, **Soil Research**, 1934, v. 4, n. 2, p.183-198.

MILNE, G. Some suggested units of classification and mapping, particularly for East African soils. **Supplements to the Proceedings of the International Society of Soils Science**, 1935, v. 4, n. 3, p. 183-198.

MINEROPAR. **Atlas Geomorfológico do Paraná.** Curitiba, 2007.

MONIZ, A. C. **Elementos de pedologia.** São Paulo, USP, 1972.

MONIZ, A.C. Evolução de conceitos no estudo da gênese de solos. **R. Bras. Ci. Solo**, 1996, 20:349- 362.

MARCELINO, V.; MUSSCHE, G.; STOOPS, G. Surface morphology of quartz grains from tropical soils and its significance for assessing soil weathering. **Eur. J. Soil Sci.** 1999, v.50, p.1-8.

McBRIDE, M.B. (1994) **Environmental Chemistry of Soils.** Oxford Univ. New York. 406 p.

MULLER, J.P. Microestruaturation des structichrons rouges ferralitiques, à l'amont des modelés convexes (Centre-Cameroun). Aspects morphologiques. **Cahiers ORSTOM, Séries Pedologie**, 1977, v. 15, n.3, p.239-258.

MURPHY, C.P. Thin section preparation of soils and sediments. Berkhamsted, Herts, UK: AB Academic Pub., 1986. 160p.

NAKASHIMA, P. **Sistema Pedológico da Região Noroeste do Estado do Paraná: Distribuição e Subsídios para o Controle da Erosão**. São Paulo, tese apresentada ao Departamento de Geografia/FFLCH/USP -SP, 2000.

NARDY, A. J. R. et al. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociências**, São Paulo, 2002, v.21, n.1/2, p.15-32.

NÓBREGA, M. T, GASPARETTO, N. V. L. E NAKASHIMA, P. Mapeamento de Zonas de Riscos à Erosão de Cidade Gaúcha – PR. **Anais do Primeiro Encontro Geotécnico do Terceiro Planalto Paranaense (Engeopar)**. Maringá. 2003.

NÓBREGA, M. T.; GASPARETTO, N. V. L.; NAKASHIMA, P. Metodologia para cartografia Geotécnica de Umuarama, Paraná. **Boletim de Geografia**, Maringá, 1992 v. 10, n. 1, p. 5-10.

OLIVEIRA, D (1997) **Estudo Macro e Micromorfológico de uma Topossequência da Bacia do Córrego do Retiro em São Pedro, S.P.** Dissertação de Mestrado. Depto de Geografia, FFLCH, USP. São Paulo, 143 p.

PAISANI, J. C.. Gênese de Lamelas (estruturas de dissipação) Associadas à Evolução de Paleosolos em Rampa Arenosa, Praia Mole (Ilha de Santa Catarina) / SC, Brasil: subsídio para uma interpretação paleogeomorfológica. **Revista brasileira de geomorfologia**, UFG, 2004, v. 05, n. 01, p. 29-42.

PEDRO, G.; CHAUVEL, A. & MELFI, A. Recherces sur la constitution des Terra Roxa Estruturada du Brésil. **Annales Agronomie**, 1976 v. 27, n.3, p.265-294.

PERECIN, D.; CAMPOS, D.A.F. Evidências micromorfológicas de gênese de solos de Piracicaba, SP. **CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, SBCS**, 15., Campinas, 1976. Anais... Campinas. 1976p. 461-466.

PINESE, J. P. P; NARDY, A. J. R.Contexto geológico da Formação Serra Geral no Terceiro Planalto Paranaense. In: **I ENCONTRO GEOTÉCNICO DO TERCEIRO PLANALTO PARANAENSE**. Anais... Maringá. 2003. p.38-52. CD-ROM.

QUEIROZ NETO, J. P. Análise estrutural da cobertura pedológica no Brasil. **CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO**, 21., 1987, Campinas. Campinas: SBCS, 1987. p. 415-426.

QUEIROZ NETO, J. P. Análise Estrutural da Cobertura Pedológica: Uma Experiência de Ensino. Departamento de Geografia USP, 2002.

QUEIROZ NETO, J. P. Geomorfologia e Pedologia. GEOUSP: Espaço e Tempo: **Revista de Pós-Graduação em Geografia**. Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo – nº 13 (2003) – São Paulo: FFLCH/USP, 2003, p. 09-20.

QUEIROZ NETO, J.P. Geomorfologia e Pedologia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 1, nº1, 2000, p.59-67.

RAWLING, J.E. A review of lamellae. **Geomorphology**, 3rd. 2000, 35:1-9.

RUELLAN A. Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc Oriental). **ORSTOM**, Paris, 1970, n°54, 302p.

RUELLAN, A . Contribuição das Pesquisas em Zona Tropical ao Desenvolvimento da Ciência do Solo . **XXI CBCS-SBCS**, 1988.

RUELLAN, A. & DOSSO, M. **Regards sur le sol**. Universités Francophones. Les Éditions Foucher, Paris. 1993.

SALOMÃO, F.X.T. **Processos Erosivos Lineares em Bauru (SP): Regionalização Cartográfica Aplicada ao Controle Preventivo Urbano e Rural**. Tese de Doutorado, Faculdade de Filosofia, letras e Ciências Humanas, Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1994, 200p.

SANTOS, L. J. C.; CASTRO, S. S. Lamelas (Bandas Onduladas) em Argissolo Vermelho-Amarelo como Indicadores da Evolução do Relevo: o caso das colinas médias do Platô de Bauru (SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2006, v. 7, p. 43-64.

SANTOS, L. J. C. Contribuição da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica ao Desenvolvimento da Ciência do Solo. **RA'EGA, UFPR**, Curitiba, 2000, n. 4, p. 131-138.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C. & ANJOS, L.H. **Manual de descrição e coleta de solos no campo**. 5.ed. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005, 100p.

SANTOS, L.J.C.; OKA-FIOR, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA C. T.; SILVA, J. M.; ROSS, J. L. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2006, ano 7, nº 2, p. 03-12.

SANTOS, M. L.; GASPARETTO N. V. L. Minerais pesados dos depósitos aluviais do rio paraná e sua implicação paleohidrológica. **Revista Brasileira de Geociências**, UFRGS, Porto Alegre, (no prelo)

SCHWERTMANN, U. & FITZPATRICK, R.W. Iron minerals in surface environment. **Catena Supplement**, 1992, 21:7-30.

SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M. Iron Oxides. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. **Minerals in soil environments**. 2.ed. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.379-438.

SCHWERTMANN, U. The effect of environments on iron oxide minerals. **Adv. Soil Sci.** , 1985, 1:172-200.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. E SOBREIRO NETO, A.F. Ensaio de Caracterização Estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, 1980, vol. 10, nº 3, setembro, p. 177-190.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil Classification: a comprehensive system, 7th approximation**. Washington D.C., U.S.D.A. Soil Cons. Service, 1960, 1975, 265p.

STOOPS, G. **Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections**, Madison, Wisconsin, Soil Science Society of America, 2003, 184 p.

STOOPS, G. Multilingual translation of the terminology used in "Handbook for Soil Thin Section Description". **Pédologie**, 1986, 36:337-347.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J., Intemperismo e formação do solo. In: TEIXEIRA, W. (Org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Ed. Oficina de Textos, 2001.

TROPPEMAIR, H. Perfil fitoecológico do Estado do Paraná. **Boletim de Geografia**, Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, 1990, ano 08, nº 01, setembro, p. 67-79.

VALERIANO, M. M. **TOPODATA: Guia de utilização de dados geomorfométricos locais**. São José dos Campos: INPE, 2008.

VIDAL TORRADO, P. **Morfogênese e pedogênese no distrito de Tupi (Piracicaba-SP)**. Tese (Doutorado) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo. Piracicaba, 1994. 208p.

ZAGO, A. **Sistema pedológico latossolo-argissolo e seu funcionamento físico-hídrico em Mambore-PR**. Tese de Doutorado apresentada à FFLCH/USP, USP, 2000. 167 p.

APÊNDICE A: Descrição morfológica dos perfis de solo da topossequência Sítio São José

TRI (topo)

Data: 15/08/2007

Classificação: LATOSSOLO

Localização: Estado do Paraná, Município de Floráí, Sítio São José

Situação e declive: trincheira aberta no topo da vertente

Material originário: arenito da Formação Caiuá

Relevo local e regional: colinas amplas de vertentes convexas (suave ondulado)

Erosão: ausente

Vegetação original: Floresta Estacional Semi-decidual

Uso atual: cultura permanente

Descrição do perfil:

Ap 0-6cm; coloração bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4); manchas de coloração vermelho-acinzentado (2,5 YR 5/2) e vermelho muito escuro-acinzentado (2,5 YR 2.5/2); textura areia franca; estrutura grumosa pouco agregada, pequena e fraca; consistência dura, quando seco, friável, quando úmido e, não plástica e não pegajosa, quando molhado; porosidades tubular e estrutural de empilhamento, pequenas a médias abundantes; atividade biológica comum; raízes finas, fasciculadas e poucas; poros preenchidos por areia lavada e presença de grumos de matéria orgânica.

Bw 7-200+cm; transição clara ondulada; coloração bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4); textura franco-arenosa; estrutura sub-angular pequena e fraca que se desmancha em microagregada; consistência macia, quando seco, friável, quando úmido, plástica e pegajosa, quando molhado; porosidade tubular e estrutural de empilhamento, presença de poros preenchidos por areia abundante; pouca atividade biológica; raízes finas, fasciculadas e poucas; raízes de mandioca decompostas e preenchidas por areia lavada e carvão.

TRII (alta vertente)

Data: 26/02/2008

Classificação: ARGISSOLO VERMELHO

Localização: Estado do Paraná, Município de Floraí, Sítio São José

Situação e declive: trincheira aberta na alta vertente próxima a um rompimento de declive

Material originário: arenito da Formação Caiuá

Relevo local e regional: colinas amplas de vertentes convexas (suave ondulado)

Erosão: sulcos em área de cultura temporária

Vegetação original: Floresta Estacional Semi-decidual

Uso atual: cultura temporária

Descrição do perfil:

Ap/E 0-90cm (solo muito revolvido por atividade agrícola sem condições de separar os horizontes Ap e E); coloração (5 YR 3/3); textura areia; estrutura sub-angular pequena e fraca que se desmancha em microagregada; consistência solta, quando seco, friável, quando úmido e, não plástica e não pegajosa, quando molhado; porosidade tubular e estrutural de empilhamento, pequenas a médias abundantes; atividade biológica comum; raízes finas, fasciculadas e poucas. Presença de camadas mais argilosas de coloração bruno-avermelhada(5 YR 4/4) e mosqueado (5 YR 3/3), porém, estas não têm características de bandas onduladas, mas sim resultado de constantes revolvimentos de terra para manutenção dos patamares de curva de nível.

Bt 91-185m; transição abrupta plana; coloração (5 YR 3/3); manchas bruno-avermelhadas-escuras (2,5 YR 3/4); textura franco-argilo-arenosa; estrutura angular média a grande moderada; cerosidade moderadamente desenvolvida e abundante; consistência dura, quando seca, firme, quando úmido, muito plástica e pegajosa, quando molhado; porosidade tubular abundante com poros pequenos vazios e grandes preenchidos por areia(diâmetro entre 1 e 10 mm); pouca atividade biológica; raízes finas, fasciculadas e poucas; presença de feições pedológicas como nódulos de argila e pedotúbulos grandes (entre 1 e 3 cm de diâmetro) preenchidos por material composto por matéria orgânica e argila de coloração (5YR 3/3).

C 186-215+cm; transição difusa plana; coloração bruno-avermelhada-escura (2,5 YR 3/4); textura franco-argilo-arenosa; mosqueamento de coloração 10 R 3/4 (rocha alterada) e, 2,5 YR 7/3 e 2,5 YR 5/6; estrutura subangular média e fraca que se desmancha em microagregada; consistência dura, quando seco, firme, quando úmido, plástica e pegajosa, quando molhado; porosidade tubular abundante, poros pequenos vazios e grandes preenchidos por areia(diâmetro entre 1 e 10 mm); pouca atividade biológica; raízes finas, fasciculadas e poucas; presença de feições pedológicas como nódulos de argila e pedotubulos grandes (entre 1 e 3 cm) preenchidos por material composto por matéria orgânica e argila de coloração (5YR 3/3).

TRIII (média vertente)

Data: 13/12/2006

Classificação: ARGISSOLO VERMELHO

Localização: Estado do Paraná, Município de Floraí, Sítio São José

Situação e declive: trincheira aberta em média vertente

Material originário: arenito da Formação Caiuá

Relevo local e regional: colinas amplas de vertentes convexas (suave ondulado)

Erosão: laminar

Vegetação original: Floresta Estacional Semi-decidual

Uso atual: cultivo de mandioca

Descrição do perfil:

Ap 0-20cm; coloração bruno-claro (7,5 YR 6/4); textura areia-franca; estrutura granular a sub-angular, média fraca; consistência dura quando seco, fiável quando úmido e, não plástica não pegajosa, quando molhada; porosidade tubular, estrutural de empilhamento e fissurais; atividade biológica comum; raízes finas, fasciculadas e abundantes.

E 21-87cm; transição plana clara; coloração vermelho-escuro (2,5 YR 3/6) meio úmida; textura areia-franca; estrutura em grãos simples; consistência friável quando úmido e, não plástica não pegajosa, quando molhado; porosidade

estrutural de empilhamento; atividade biológica comum; raízes poucas, finas e fasciculadas; carvão.

BE 88-120cm; transição ondulada clara; coloração vermelho-escuro (2,5 YR 3/6); textura franco-argilo-arenosa; estrutura sub-angular, pequena a média, fraca a moderada; consistência úmida muito friável e, molhada, plástica; porosidade tubular e estrutural de empilhamento; atividade biológica comum; poucas raízes finas.

Bt 121-185cm; transição plana difusa; coloração vermelho e/ou vermelho-escuro (2,5 YR 3-4/6); textura franco-argilo-arenosa; estrutura angular, média a grande, moderada; cerosidade moderada e descontínua de argila; consistência friável, quando úmida e, plástico pegajosa, quando molhada; porosidade tubular e estrutural de empilhamento e fissurais; atividade biológica comum.

Bw 186-200⁺cm; transição plana difusa; coloração vermelho-escuro (2,5 YR 4/6-8); textura franco-argilo-arenosa; estrutura sub-angular média e fraca que se desmancha em microagregada; consistência friável, quando úmida e, plástico pegajosa, quando molhada; porosidade tubular e estrutural de empilhamento; atividade biológica comum.

TRIV (média baixa vertente)

Data: 14/12/2006

Classificação: ARGISSOLO VERMELHO

Localização: Estado do Paraná, Município de Floraí, Sítio São José

Situação e declive: trincheira localizada próximo à ruptura convexa da vertente

Material originário: arenito da Formação Caiuá

Relevo local e regional: colinas amplas de vertentes convexas (suave ondulado)

Erosão: ausente

Vegetação original: Floresta Estacional Semi-decidual

Uso atual: pastagem

Descrição do perfil:

Ap 0-25cm; coloração vermelho-amarelada (5 YR 4/6); textura arenosa; estrutura granular muito pequena; consistência solta quando seco, friável quando

úmido e, não plástica não pegajosa, quando molhada; porosidade tubular pequena estrutural de empilhamento; atividade biológica comum; raízes finas, fasciculadas e abundantes.

E com bandas 26-65cm; transição plana clara; coloração bruno-avermelhada (5 YR 4/4); textura arenosa; estrutura granular pequena; consistência solta quando seco, friável quando úmido e, não plástica não pegajosa, quando molhada; porosidade tubular e estrutural de empilhamento; atividade biológica comum; raízes finas, fasciculadas e comum, presença de bandas onduladas espessas (10 cm) e contínuas de coloração vermelho-escuro (2,5 YR 3/6) de textura franco-argilo-arenosa.

BE 66-117cm; transição ondulada clara; coloração vermelho-escuro (2,5 YR 3/6); textura franco-argilo-arenosa; estrutura sub-angular pequena a média; cerosidade pouca e descontínua, consistência friável quando úmido e, plástica pegajosa, quando molhado; porosidade tubular e estrutural de empilhamento e fissural; atividade biológica comum; raízes finas, fasciculadas e comum.

Bt 118-159cm; transição ondulada clara; coloração vermelho-escuro (2,5 YR 3/6); textura franco-argilo-arenosa; estrutura sub-angular a angular, pequena a média; consistência friável quando úmido e, plástica pegajosa, quando molhado; porosidade tubular, estrutural de empilhamento e fissural; atividade biológica comum; raízes poucas, finas e fasciculadas.

Bw 160-180⁺cm; transição ondulada difusa; coloração bruno-avermelhada-escuro (2,5 YR 3/4); textura franco-argilo-arenosa; estrutura microagregada; consistência friável, quando úmida e, ligeiramente plástica ligeiramente pegajosa, quando molhada; porosidade tubular e estrutural de empilhamento e fissural; atividade biológica comum; raízes poucas, finas e fasciculadas.

TRV (baixa vertente)

Data: 14/12/2006

Classificação: ARGISSOLO VERMELHO

Localização: Estado do Paraná, Município de Forai, Sítio São José

Situação e declive: trincheira aberta em área de média/baixa vertente

Material originário: arenito da Formação Caiuá

Relevo local e regional: colinas amplas de vertentes convexas (suave ondulado)

Erosão: ausente

Vegetação original: Floresta Estacional Semi-decidual

Uso atual: pastagem

Descrição do perfil

Ap 0-18cm; coloração bruno-avermelhado (2,5 YR 4/4); textura arenosa; estrutura granular, média, fraca; consistência macia quando seco, friável quando úmido e, não plástica não pegajosa, quando molhada; porosidade tubular e estrutural de empilhamento e fissural; atividade biológica comum; raízes finas e fasciculadas e abundantes.

E com bandas 19-55cm; transição plana clara; coloração bruno (7,5 YR 4/2); textura areia franca; estrutura em grãos simples; consistência solta quando seco, muito friável quando úmido e, não plástica não pegajosa, quando molhada; porosidade tubular abundante e estrutural de empilhamento, câmaras achatadas de cerca de 2x1cm de diâmetro; bandas de coloração bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4), textura areia franca, estrutura sub-angular média e fraca, porosidade tubular e estrutural de empilhamento e fissural; manchas de matéria orgânica coloração cinzento-muito-escuro(7,5YR 3/1); atividade biológica abundante, cupins; raízes finas e fasciculadas de comum a abundantes.

BE 56-98cm; transição ondulada clara; coloração bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4) textura franco-arenosa; estrutura sub-angular média; traços de cerosidade; consistência solta, quando seca, firme, quando úmido e, plástica, pegajosa, quando molhado; porosidade tubular e estrutural de empilhamento e fissural; atividade biológica comum, minhoca; poucas raízes comum finas e fasciculadas; bolsas com areia lavada e pedotubulos preenchidos com matéria orgânica.

Bt 99-142cm; transição ondulada clara; coloração bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4); textura franco-argilo-arenosa; estrutura angular a sub-angular, média a grande; consistência dura, quando seca, firme, quando úmida e, plástico pegajosa, quando molhada; porosidade tubular e estrutural de empilhamento; atividade biológica comum; poucas raízes finas e fasciculadas; pequenos e poucos fragmentos de carvão.

Bw 143-190⁺cm; transição plana difusa; coloração bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4); textura franco-arenosa; estrutura microagregada; consistência friável, quando úmida e, ligeiramente plástico ligeiramente pegajosa, quando molhada; porosidade tubular e estrutural de empilhamento; atividade biológica comum.

TRVI (baixa vertente)

Data: 14/12/2006

Classificação: NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Concrecionário

Localização: Estado do Paraná, Município de Floraí, Sítio São José

Situação e declive: trincheira aberta em área de baixa vertente

Material originário: arenito da Formação Caiuá

Relevo local e regional: colinas amplas de vertentes convexas (suave ondulado)

Erosão: ausente

Vegetação original: Floresta Estacional Semi-decidual

Uso atual: pastagem

Descrição do perfil:

Ap 0-20cm; coloração seca bruno (7,5 YR 5/2); textura arenosa; estrutura em grão simples; consistência friável quando seco, friável, quando úmido e, não plástica não pegajosa, quando molhada; porosidade tubular e estrutural de empilhamento; raízes finas e fasciculadas abundantes.

C 21-85cm; transição clara; coloração cinzento-rosado (7,5 YR 6/2) seca; textura arenosa; estrutura em grãos simples; consistência friável, quando seco, friável quando úmido e, não plástica não pegajosa, quando molhada; porosidade tubular e estrutural de empilhamento; atividade biológica

abundante (vermes formigas e cupins); raízes abundantes finas fasciculadas e pivotantes.

Cc 86-138cm; transição ondulada clara; coloração cinzento-rosado (7,5 YR 6/2); estrutura em grãos simples; consistência friável quando úmido e, não plástica, não pegajosa, quando molhado; porosidade tubular e estrutural de empilhamento; raízes abundantes finas e fasciculadas; mosqueamentos de coloração bruno-acinzentado-muito-escuro (10YR 3/2), bruno-escuro (10YR 3/3), cinzento-rosado (7,5YR 6/2) textura arenosa; concreções de ferro grandes e freqüentes.

Cgc 139-153cm; transição clara; coloração bruno (10YR 5/3); textura arenosa; estrutura em grãos simples, grãos soltos; consistência friável, quando úmido, não plástico e não pegajoso, quando molhado; porosidade estrutural de empilhamento; raízes finas e abundantes; mosqueamentos de vermelho (10R 4/8), preto (7,5YR 2/0), presença de concreções médias a grandes e freqüentes (10 a 20 cm de diâmetro com cavidades).

Cg 154-180cm; transição clara; coloração bruno (7,5 YR 5/4); textura arenosa; estrutura em grãos simples; consistência friável, quando úmida, não plástica e não pegajosa, quando molhada; porosidade estrutural de empilhamento; presença de poucas raízes finas; mosqueamentos de coloração vermelho (10R 4/8), preto (7,5 YR 2/0); fragmentos de rocha alterada (arenito) abundantes de 2 a 15cm, presença de concreções de ferro tamanho médias (em torno de 10cm de diâmetro) em grande quantidade.

TRVII (Sopé)

Data: 14/12/2006

Classificação: GLEISSOLO

Localização: Estado do Paraná, Município de Floráí, Sítio São José

Situação e declive: trincheira aberta no sopé da vertente

Material originário: arenito da Formação Caiuá- contato com Basalto

Relevo local e regional: colinas amplas de vertentes convexas (suave ondulado)

Erosão: ausente

Vegetação original: Floresta Estacional Semi-decidual

Uso atual: pastagem

Descrição do perfil:

A 0-15cm; coloração bruno-acinzentado (10 YR 5/2); textura arenosa; estrutura em grãos simples; consistência solta, quando seco, muito friável, quando úmido e, não plástica não pegajosa, quando molhado; porosidade tubular abundante e estrutural de empilhamento; atividade biológica comum; raízes finas, fasciculadas e abundantes; mosqueamento ao longo de poros formados por raízes (segregação de ferro) de coloração 10 YR 5/8.

Cg1 16-50cm; transição plana gradual; coloração cinzento-brunado-claro (10 YR 6/2); textura franco-argilo-arenoso; estrutura sub-angular fraca; consistência solta, quando seco, friável, quando úmido e, não plástica não pegajosa, quando molhado; porosidade tubular abundante e de empilhamento; atividade biológica comum; raízes finas, fasciculadas e poucas; mosqueamento ao longo de poros formados por raízes (segregação de ferro) de coloração 10 YR 5/8.

Cg2 51-105cm; transição plana abrupta; coloração bruno-acinzentado (10 YR 5/2); mosqueados de coloração bruno-amarelado (10 YR 5/8); textura franco-arenosa; estrutura angular a sub-angular, moderada e forte; consistência friável, quando úmido e, plástica pegajosa, quando molhado; cerosidade incipiente; porosidade tubular e estrutural de empilhamento e fissural; atividade biológica comum; raízes finas e poucas; mosqueamento ao longo de poros formados por raízes (segregação de ferro) de coloração 10 YR 5/8.

Cg3 106-130⁺cm; transição plana abrupta; coloração cinzento-rosado (7,5 YR 6/2); rocha alterada; textura franco-argilosa; estrutura angular a sub-angular, moderada a forte; indícios de cerosidade; consistência friável, quando úmido e, plástica pegajosa, quando molhado; porosidade estrutural, comum; pequenas concreções de ferro de 2 a 5cm de diâmetro; atividade biológica comum; mosqueados de coloração bruno-forte (7,5 YR 5/8), vermelho-acinzentado (10 R 4/3), vermelho (10 R 4/6), vermelho-escuro-

acinzentado(10 R 3/2), bruno-forte (7,5 YR 4/6), presença de fragmentos de rocha alterada (basalto).