



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

Tese de doutorado

Evolução geomorfológica recente da bacia do Rio Turvo, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ)

Rafael Albuquerque Xavier

Orientação: Prof^a. Dr^a. Ana Luiza Coelho Netto

Agosto 2011

Rafael Albuquerque Xavier

Evolução geomorfológica recente da bacia do Rio Turvo, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ)

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientação: Prof^a. Dr^a. Ana Luiza Coelho Netto

Agosto 2011

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

Tese de doutorado

Evolução geomorfológica recente da bacia do Rio Turvo, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ)

Rafael Albuquerque Xavier

Banca examinadora:

Prof^ª. Dr^ª. Ana Luiza Coelho Netto - PPGG/UFRJ (orientador)

Prof. Dr. André de Souza Avelar - PPGG/UFRJ

Prof. Dr. Mônica dos Santos Marçal – PPGG/UFRJ

Prof. Dr. Julio César Mendes – IGEO/UFRJ

Prof. Dr. Otávio Miguez da Rocha Leão – FFP/UERJ

agosto de 2011

Dedico este trabalho a minha amada esposa, Patricia Dornellas Xavier

Agradecimentos

A Professora Ana Luiza, pela orientação e estímulo constantes nesses 10 anos de convívio;

Ao professor André Avelar, pelas orientações realizadas durante a realização deste trabalho;

A professora Izabel Pereira Ludka, pelas análises químicas e orientações durante o trabalho;

As agências de fomento a pesquisa: FAPERJ e CNPq pelo financiamento desta pesquisa;

A UNEAL Universidade Estadual de Alagoas) pelo financiamento em algumas análises deste estudo.

Ao companheiro Rogério Uagoda, pela amizade e grande contribuição na realização deste estudo;

Ao amigo André Negreiros pela contribuição nos trabalhos de campo e em todos os momentos difíceis da pesquisa;

Ao companheiro Anderson Sato, pela amizade e ajuda nos trabalhos de campo;

Ao Jorge (maguinho), motorista do GEOHECO/UFRJ, grande parceiro nos trabalhos de campo desta pesquisa.

A Daniele, secretaria do GEOHECO/UFRJ, pela ajuda em todos os momentos que precisei.

Ao companheiro Thiago pela contribuição dada nos trabalhos de campo;

Aos alunos de iniciação científica Larissa e Sá, pelo suporte nos trabalhos de campo e nas análises em laboratório;

A toda equipe do GEOHECO pelo apoio e incentivo

Ao Joseilson, técnico do Laboratório de Geomorfologia, pela colaboração em algumas análises;

Ao amigo Vinicius Seabra, pela amizade e grande contribuição nos estudos de mapeamento.

Ao amigo Francisco (Chico), pela amizade e apoio em diversos momentos deste trabalho.

As pessoas que trabalharam comigo durante as jornadas de campo, principalmente os moradores das cidades de Quatis-RJ e Conservatória-RJ.

Uma homenagem especial ao Senhor Joaquim (*in memoriam*) de Conservatória-RJ.

A minha esposa Patricia Xavier, pela cumplicidade, compreensão, apoio e amor dedicados durante todo esse trabalho;

A minha mãe que continua sempre me apoiando, mesmo agora mais distante;

As minhas tias Cacá e Nati, que sempre estão ao meu lado quando preciso e me hospedaram durante essa pesquisa;

A minha (bis)avó Maria (*in memoriam*), pelo exemplo de vida;

A Jorge Antonio dos Santos Jardim (*in memoriam*), pelo exemplo de pessoa que eu tento seguir.

A toda minha família que sempre me incentivou.

A sorte, por ter me acompanhando durante esses anos.

RESUMO

As bacias de drenagem que compõem o sistema hidrográfico do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul apresentam morfologias bastante variadas que evidenciam forte controle litológico e estrutural, e se caracterizam por operarem via mecanismos internos específicos que regulam a sua evolução. Estudos anteriores na vertente direita do rio Paraíba do Sul, mostram que as bacias apresentam formas que evidenciam grande efetividade dos processos mecânicos que ocorreram no passado, através dos espessos pacotes de sedimentos encontrados na bacia do rio Bananal, e também no presente, marcado pela existência de diversas voçorocas ativas, cuja evolução é conduzida pela ação erosiva da água subterrânea nas faces de exfiltração. Na vertente esquerda do rio Paraíba do Sul, a bacia do rio Turvo não apresenta as evidências de processos mecânicos de grande magnitude, como observadas na bacia do rio Bananal. Observa-se o predomínio de formas de denudação química em grande parte da bacia, enquanto que no vale tributário drenado pelo rio Pedras, estas feições desaparecem, e sobressaem espessos pacotes de sedimentos quaternários, indicando maior atividade erosiva mecânica. Portanto, além das variações observadas entre as bacias dos rios Bananal e Turvo, o próprio rio Turvo apresenta variações interna quanto à magnitude dos processos de denudação mecânica e química. O presente trabalho buscou conhecer as formas e processos dominantes na bacia do rio Turvo e comparar com o modelo evolutivo da bacia do rio Bananal. Para tanto, fizeram-se levantamentos estratigráficos em depósitos fluviais, levantamentos de solos e saprolitos (regolitos) a fim de caracterizar os produtos pedogenéticos dominantes e os estágios de intemperismo na bacia. Foram feitas análises físicas e químicas dos materiais, além datação por Carbono 14 em matéria-orgânica contida em camadas sedimentares. Os resultados comprovaram as diferenças entre as bacias dos rios Turvo e Bananal. Foram mapeadas apenas 33 voçorocas na bacia do rio Turvo, contra 117 na sub-bacia do rio Piracema, principal tributário do rio Bananal. Por outro lado, foram observadas 222 depressões fechadas em divisores de drenagem em toda a bacia do rio Turvo, sendo que elas se concentram na parte leste da bacia, existindo apenas 16 na sub-bacia do rio das Pedras, que é o principal tributário do rio Turvo. Na bacia do rio Bananal foi observada apenas 1 depressão fechada em divisor de drenagem. Os resultados de datação por Carbono 14 nos terraços fluviais dos rios Turvo e Pedras mostram que eles foram formados no mesmo ciclo erosivo-deposicional ocorrido entre 8000-10000 anos atrás, que formou os terraços fluviais na bacia do Rio Bananal. Entretanto, a variação na espessura dos pacotes sugere que o trabalho erosivo foi maior na bacia do Rio Bananal (até 20 metros), seguido pela sub-bacia do rio Pedras (até 11 metros) e demais sub-bacias do rio Turvo (até 7 metros). As taxas de sedimentação referentes ao período de instabilidade morfo-dinâmica ocorrido na transição Pleistoceno-Holoceno, mostraram-se bem inferiores que as da bacia do rio Bananal. Por outro lado, comparando as taxas de sedimentação do período do café (200 anos atrás), os resultados mostraram magnitudes semelhantes entre as bacias. Os levantamentos pedológicos mostraram que os solos da sub-bacia do rio das Pedras são menos desenvolvidos que os solos observados em outras sub-

bacias com grande ocorrência de depressões fechadas. A avaliação do intemperismo também confirmou essa tendência observada pelos solos, onde através da aplicação do Índice de Parker (1970) "WIP", os saprolitos observados na sub-bacia do rio das Pedras apresentaram estágios mais atrasados que os demais perfis, principalmente pela maior presença de cátions móveis. Frente ao exposto, conclui-se que o modelo de evolução geomorfológica da bacia do rio Turvo é mais mecânico na sub-bacia do rio das Pedras, se aproximando do modelo evolutivo da bacia do rio Bananal, entretanto com menor magnitude, principalmente dos processos erosivos sub-superficiais. No restante da bacia, principalmente onde foi observado grande número de depressões fechadas nos divisores, a evolução geoquímica é predominante.

Palavras-chave: depósitos fluviais, taxa de sedimentação, pedogênese, intemperismo, depressão fechada, denudação mecânica e denudação química

ABSTRACT

The drainage basins that comprise the hydrological system of Paraíba do Sul middle valley present different landscape morphologies in response to the strong litological and structural controls and are characterized by specific internal mechanisms that regulate their evolution. Some studies show that over right hillside of Paraíba do Sul basin the slopes morphology indicate the effectiveness of mechanical processes during the past through the observation of thick sediment deposits in Bananal basin and actually by the existence of several active gullies, whose evolution is driven by the erosive action of groundwater exfiltration. Located over left hillside of Paraíba do Sul basin, Turvo basin shows no evidence of mechanical processes, differently than Bananal basin. Chemical denudation prevails over Turvo basin, although at the tributary valley of Pedras the chemical features disappear and thick Quaternary sediment deposits are again observed, indicating a higher mechanical activity. Therefore variable mechanical and chemical processes predominance can be found either between Bananal and Turvo basins, as self inside Turvo basin. This study focused on the investigation of slope forms and processes that prevail at Turvo basin and compared these with the evolutionary model of Bananal basin. Lots of soil-saprolite (regolith) surveys as stratigraphic surveys over fluvial deposits were conducted to characterize the pedogenetic products and weathering status of Turvo basin. We made physical and chemical analysis of materials and carbon-14 dating of organic-matter contained in sedimentary layers. The results confirmed the differences between the Bananal and Turvo basins. Were mapped 33 gullies in Turvo basin, compared with 117 in the sub-basin of the Piracema River, a major tributary of Bananal River. Moreover, there were 222 closed depressions in the drainage divides across Turvo basin, where they are concentrated in the eastern part of the basin, with only 16 in the sub-basin of the Pedras River. The Bananal basin was observed only in a closed depression draining divider. The results of carbon-14 dating in fluvial terraces of Turvo and Pedras rivers showed they were formed in the same depositional-erosion cycle occurred between 8000 to 10,000 years ago that formed the river terraces in the Bananal river. However, variation in thickness of the sediments suggests that the erosion was greater in the Bananal river (20 meters), followed by sub-basin of Pedras river (up to 11 meters) and other sub-basins of the Turvo river (up to 7 meters). Sedimentation rates for the period of morpho-dynamic instability occurred in the Pleistocene/Holocene transition, that were much lower than Bananal basin. Moreover, comparing the rates of sedimentation of the coffee period (200 years ago), the results showed similar magnitudes between the basins. The pedological surveys showed that the soils of sub-basin of the Pedras river are less developed than the soils found in other sub-basins with high occurrence of closed depressions. The application of the Index of Parker (1970) "WIP" also that saprolites observed in the sub-basin of the Pedras river presented later stages than the other profiles, mainly due to higher presence of mobile cations. We conclude that the model of the geomorphological evolution of Turvo Basin is more mechanical in the sub-basin of the Pedras river, approaching the evolutionary model of Bananal basin, however with lower rate, mainly from sub-surface erosion. In the remainder of

the basin, especially where it was observed large number of closed depressions in the dividers, the geochemical evolution is predominant.

Keywords: fluvial deposits, rate of sedimentation, pedogenesis, weathering, closed depression, chemical denudation and mechanical denudation

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig.	Título	Pag
1	Mapa hipsométrico do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, com destaque para as bacias dos rios Turvo e Bananal	52
2	Mapa hipsométrico da bacia do rio Turvo-RJ	55
3	Mapa de declividade da bacia do rio Turvo. Fonte: mapa base IBGE, 1:50.000	56
4	Mapa geológico da bacia do rio Turvo. Fonte: mapa geológico 1:100.000 da CPRM.	57
5	Box Plot das séries históricas de chuva das 3 estações estudadas.	58
6	Histograma de distribuição das chuvas médias mensais	59
7	Mapa de solos da bacia do rio Turvo	61
8	Principais feições geomorfológicas mapeadas na bacia do rio Turvo.	64
9	Desenho esquemático mostrando a composição do ISV, Dantas (1995).	68
10	Mapa de compartimentação topográfica da bacia do rio Turvo	83
11	Gradiente topográfico em bacias de 2ª ordem da bacia do rio Turvo	84
12	Densidade de drenagem em bacias de 2ª ordem da bacia do rio Turvo	85
13	Mapa do índice de eficiência de drenagem em bacias de 2ª ordem da bacia do rio Turvo	88
14	Mapa geomorfológico da bacia do rio Turvo-RJ	92
15	Localização e descrição dos perfis estratigráficos ao longo da bacia do rio Turvo	95
16	Imagem de satélite mostrando a localização do terraço fluvial do rio Ermo	97
17	Curva granulométrica dos sedimentos do terraço do rio Ermo	98
18	Foto do vale do rio Marimbondo no trecho em que se encontra o nível do terraço da transição Pleistoceno-Holoceno preservado	102
19	Curva granulométrica dos sedimentos do terraço do rio Marimbondo	103
20	Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos do terraço fluvial do córrego da Valéria	106
21	Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da planície de inundação do córrego Barro Amarelo	109
22	Foto da planície de inundação do rio das Pedras	111
23	Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da planície de inundação do rio das Pedras	112

24	Imagem de satélite mostrando em detalhe a posição do terraço fluvial no vale do rio das Palmeiras	114
25	Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da terraço fluvial do rio das Palmeiras	115
26	Imagem de satélite mostrando o terraço fluvial do rio do Ramalho	117
27	Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da terraço fluvial do rio do Ramalho	118
28	Fotografia aérea digital de alta resolução indicando a localização do terraço fluvial do rio Cachimbal	120
29	Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da terraço fluvial do rio Cachimbal	121
30	Fotografia aérea digital de alta resolução do baixo curso do rio Turvo	123
31	Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da planície de inundação do rio Turvo	124
32	Foto da trincheira 1	132
33	Foto da trincheira 2	135
34	Foto da trincheira 3	137
35	Foto da trincheira 4	140
36	Foto da trincheira 5	142
37	Foto da trincheira 6	145
38	Foto da trincheira 7	147
39	Foto da trincheira 8	149
40	Foto da trincheira 9	152
41	Foto da trincheira 10	155
42	Foto da trincheira 11	157
43	Foto da trincheira 12	159
44	Foto da trincheira 13	161
45	Diagramas das classes texturais do perfil 1	170
46	Diagramas das classes texturais do perfil 2	171
47	Diagramas das classes texturais do perfil 3	173
48	Depressão fechada em Conservatória-RJ	174
49	Gráfico do teor de umidade dos 3 perfis	175
50	Gráfico do conteúdo de argila nos 3 perfis	176
51	Fotos de depressões visitadas em campo durante o período chuvoso	177

52	Gráfico com a distribuição da razão silte/argila em profundidade, para todos os perfis estudados	183
53	Gráfico da distribuição dos valores do WIP nos 14 perfis	188
54	Mapeamento geomorfológico da sub-bacia do rio das Pedras	193
55	Mapeamento geomorfológico da sub-bacia do rio Cachimbal	194
56	Mapeamento geomorfológico da sub-bacia do rio do Ramalho	195

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela	Título	pag
1	Síntese dos modelos de estabilidade dos sistemas de intemperismo	35
2	Principais índices de intemperismo obtidos na literatura	77
3	Relações morfométricas entre a bacia do rio Pedras e a bacia do rio Turvo	87
4	Comparação entre as bacias do rio Bananal e Turvo em relação a algumas feições geomorfológicas	89
5	Relação entre a ocorrência de depressões fechadas em divisores de drenagem e o tipo litológico existente	91
6	Relação entre o número de depressões fechadas e os diferentes compartimentos topográficos	93
7	Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do rio Ermo	99
8	Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do rio Maribondo	104
9	Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do córrego da Valéria	107
10	Parâmetros estatísticos dos sedimentos da planície de inundação rio Barro Amarelo	110
11	Parâmetros estatísticos dos sedimentos da planície de inundação do rio das Pedras	113
12	Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do rio Palmeiras	116
13	Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do rio do Ramalho	119
14	Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do rio Cachimbal	122
15	Parâmetros estatísticos dos sedimentos da planície de inundação do rio Turvo	124
16	Mensurações dos depósitos fluviais correspondentes ao ciclo Pleistoceno-Holoceno	127
17	Mensurações dos depósitos fluviais correspondentes ao ciclo do café	128
18	Situação topográfica e litologia dos perfis 1 ao 8	131
19	Características físicas do perfil 1	134
20	Características físicas do perfil 2	136
21	Características físicas do perfil 3	138
22	Características físicas do perfil 4	141
23	Características físicas do perfil 5	143
24	Características físicas do perfil 6	146

25	Características físicas do perfil 7	148
26	Características físicas do perfil 8	150
27	Situação topográfica e litologia dos perfis 1 ao 8	151
28	Características físicas do perfil 9	153
29	Características físicas do perfil 10	155
30	Características físicas do perfil 11	158
31	Características físicas do perfil 12	160
32	Características físicas do perfil 13	163
33	Características físicas do perfil 14	165
34	Características físicas da Trincheira 1	169
35	Características físicas da trincheira 2	171
36	Características físicas da trincheira 3	172
37	Idades das camadas ricas em matéria-orgânica contidas no fundo das depressões fechadas estudadas	178
38	Características morfológicas dos perfis 1 ao 8	181
39	Características morfológicas dos perfis 9 ao 14	182
40	Elementos quantificados para os perfis 1 ao 8, pelo método de fluorescência de raio X.	184
41	Elementos quantificados para os perfis 9 ao 14, pelo método de fluorescência de raio X.	185
42	Resultados comparativos entre as relações moleculares K_i e K_r obtidas pelo método de fluorescência de raio X e pelo método do ataque sulfúrico	186
43	Índice de intemperismo de Ruxton ("R") aplicado nos perfis de intemperismo da bacia do rio Turvo	187
44	Índice de intemperismo de Parker ("WIP") aplicado nos perfis de intemperismo da bacia do rio Turvo.	188

ÍNDICE

1.	Introdução	18
2.	Objetivos	23
3.	Revisão bibliográfica	24
3.1	Modelos de evolução do relevo nos trópicos úmidos	24
3.2	Evolução do relevo no Sudeste do Brasil	28
3.3	Processos que controlam a evolução do relevo: erosão e/ou intemperismo	33
3.4	Relação solo-paisagem	41
3.5	Depressões fechadas como produto da alteração intempérica	44
4.	Área de estudo	50
4.1	Médio Vale do Rio Paraíba do Sul	50
4.1.1	Bacia do rio Turvo	53
5.	Metodologia	62
5.1	Mapeamento das formas	62
5.1.1	Análises morfométricas	65
5.2	Volumetria dos depósitos fluviais e Taxa de Sedimentação (Ts)	67
5.3	Estratigrafia de depósitos em fundos de vale e datação por C¹⁴	70
5.4	Caracterização de solos e regolitos	73
5.5	Depressões fechadas	78
6.	Resultados e discussão	80
6.1	Análise morfométrica da bacia	80
6.1.1	Compartimentação topográfica	80
6.1.2	Gradiente topográfico	81
6.1.3	Densidade de drenagem	82
6.1.4	Índice de Eficiência de Drenagem (IED)	86
6.2	Mapeamento das feições geomorfológicas	87
6.3	Mapeamento dos principais lineamentos estruturais	93
6.4	Perfis estratigráficos e geocronologia	94

6.4.1	Análise granulométrica dos sedimentos	97
6.5	Volumetria dos depósitos e Taxa de Sedimentação	125
6.6	Caracterização dos solos da bacia do rio Turvo	133
6.7	Topossequência da Depressão de Conservatória, Valença-RJ	165
6.7.1	Características morfológicas dos perfis	166
6.7.2	Características físicas dos perfis	169
6.7.3	Geocronologia em depressões fechadas	177
6.8	Análise dos perfis de intemperismo	181
6.8.1	Parâmetros morfológicos e físicos dos perfis	181
6.8.2	Parâmetros químicos dos perfis	183
7.	Evolução geomorfológica recente da bacia do rio Turvo-RJ	190
8.	Conclusões	198
9.	Referências bibliográficas	200
10.	Anexos	208

1. Introdução

Na Região Sudeste do Brasil, atualmente de clima tropical úmido, diversos autores ao longo do século XX tentaram elaborar modelos de evolução do relevo, entretanto não valorizaram muito a denudação química. O primeiro a se destacar foi o proposto por King (1956), cujas bases fundamentaram-se na ciclicidade evolutiva do relevo, onde a paisagem estaria escalonada em diferentes patamares altimétricos, ou superfícies de erosão, que representariam sucessivas fases de soerguimentos tectônicos. Após o início de cada soerguimento o relevo seria retrabalhado através do recuo paralelo das encostas resultando em superfícies de aplainamento em diversos níveis altimétricos.

Na década seguinte, Bigarella *et. al.* (1965) publicam um novo modelo evolutivo para a Região Sudeste do Brasil, onde criticam a Teoria da Pediplanação pelo fato de King (1953) ter negligenciado a influência do clima no desenvolvimento das encostas. O modelo climático de Bigarella *et. al.* (1965) define a ocorrência de processos distintos de acordo com as condições climáticas do ambiente ao longo do tempo. Em períodos mais úmidos ocorreria o aumento da densidade da cobertura vegetal, favorecendo a estabilidade das encostas e o desenvolvimento dos solos. Com o predomínio da infiltração da água das chuvas, os canais tornar-se-iam permanentes, prevalecendo a incisão vertical e conseqüentemente ocorreria o rebaixamento do nível de base local. Na transição para um clima mais seco haveria a retração da vegetação e por conseguinte aumentaria o escoamento superficial e a erosão, acelerando o recuo das encostas. Com a baixa recarga dos aquíferos os rios seriam intermitentes e teriam seus vales entulhados pelos sedimentos oriundos das

encostas. Nessa fase de agradaco implicaria na elevacão do nível de base local.

Nos anos 70, Meis e seus colaboradores realizaram uma série de estudos no Médio Vale do Rio Doce e no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, onde deram ateno ao recuo das encostas e a formao de pedimentos, especialmente durante o Quaternário superior (Meis *et. al.*, 1975; Meis e Machado, 1978; Meis e Monteiro, 1979; Meis *et. al.*, 1979; Meis e Moura, 1984, entre outros). Esses trabalhos definiram um padrão evolutivo descontínuo no espaço e no tempo, sugerindo pelo menos três grandes episódios regionais com intensas taxas de erosão: no Pleistoceno Médio e Trdio e no início do Holoceno. Esses episódios alternaram com períodos de relativa estabilidade morfodinâmica e desenvolvimento de solos, e foram associados com mudanças nos regimes paleo-hidrológicos.

De acordo com Meis (1977), no Pleistoceno superior, ocorreu um grande ciclo de agradaco fluvial sobre grandes extensões do Planalto Sudeste do Brasil. Esse ciclo formou espessos pacotes aluviais ao longo dos vales principais (até 35 metros no Médio Vale do Rio Doce e 20 metros no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul) promovendo a desorganizao da rede de drenagem em algumas áreas do Planalto.

A partir da década de 90, Coelho Netto e outros pesquisadores desenvolveram uma série de estudos estratigráficos na região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, onde a partir de uma consistente coleo de AMS, dataes absolutas por radiocarbono, encontraram 2 períodos erosivos-depositacionais durante o Holoceno. O primeiro foi definido em torno de 10.000 e 8.000 anos, marcado por um evento de extrema instabilidade morfodinâmica.

Esse período foi caracterizado por um aumento da temperatura e da pluviosidade associado ainda a uma condição de cobertura vegetal menos densa. Esses fatores em conjunto permitiram uma grande atividade erosiva que acabou entulhando os fundos de vale. Posteriormente houve a entrada da floresta tropical úmida, reduzindo significativamente os processos erosivos marcando uma nova fase agora de relativa estabilidade morfodinâmica durante a maior parte do Holoceno. O segundo período ocorreu há 200 anos, quando o homem desmatou a floresta tropical para introdução do cultivo de café. Essa mudança aumentou o escoamento superficial e conseqüentemente a erosão nas encostas dando início a uma nova fase de instabilidade morfodinâmica (Dietrich *et. al.*, 1991; Coelho Netto *et. al.*, 1994).

Sumarizando estudos de quase 20 anos na bacia do Rio Bananal, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, Coelho Netto (1999) apresentou um modelo evolutivo para a bacia, onde destacou que a evolução é espacialmente não-uniforme, episódica e sincronizada na escala da bacia, ocorrendo sucessivas gerações de rampa e complexos de rampa além do desenvolvimento de superfícies pedimentares. Dessa maneira, os processos de erosão e agradação ocorreram de forma sincronizada em toda a bacia, tendo um aumento na intensidade da dissecação das encostas em direção ao baixo curso devido o maior aporte de fluxos subterrâneos que exfiltram na superfície através de fluxos artesianos.

No mesmo trabalho, Coelho Netto (*op cit*) questionou até onde o modelo evolutivo da bacia do rio Bananal poderia ser aplicado? Baseada em evidências de campo na bacia do Rio Turvo, localizada na vertente Mantiqueira, em frente a bacia do rio Bananal, a autora observou que apesar

das mesmas condições climáticas e de uso e cobertura do solo, a bacia do Rio Turvo possui feições bem diferentes da bacia do Rio Bananal. A autora não encontrou os espessos pacotes sedimentares do ciclo erosivo pleistoceno-holoceno registrado na bacia do rio Bananal, bem como a grande atividade erosiva por voçorocamento. Em contra partida, encontrou uma grande quantidade de depressões fechadas em divisores de drenagem, feições não mapeadas na bacia do Rio Bananal. Estas observações levaram a autora a concluir que apesar de serem sub-bacias do Rio Paraíba do Sul, e com características ambientais semelhantes, a bacia do Rio Turvo funcionava por mecanismos diferentes dos registrados na bacia do Rio Bananal.

Na bacia do rio Bananal, Castro e Coelho Netto (2002) estudaram a única depressão fechada encontrada, na sub-bacia do rio da Fortaleza, e apontaram que tal feição teria evoluído por subsidência geoquímica. Coelho Netto (2003) mostrou a relação entre as depressões fechadas e a formação de concavidades, que a primeira poderia abrir e evoluir para a segunda, sendo as depressões fechadas consideradas proto-vales. Desta maneira, na bacia do rio Bananal, o intenso processo de denudação física teria promovido a destruição de divisores e o conseqüente desaparecimento das depressões.

As características observadas para a bacia do rio Turvo, descritas anteriormente (Coelho Netto, 1999), somadas a observação do recuo de uma escarpa de falha, na sub-bacia do rio das Pedras, favorecido pela presença de lineamentos norte-sul, alimentava as diferenças entre as bacias dos rios Turvo e Bananal, e dentro da própria bacia do rio Turvo. Diante deste quadro hipotetizamos que: a) a bacia do rio Turvo opera por mecanismos diferentes da bacia do rio Bananal, pois apresenta, de modo freqüente, feições de

denudação química e pouco estoque de sedimentos, o que evidencia baixa magnitude dos processos de denudação física; b) a bacia do rio Turvo apresenta variações morfológicas internas onde, na sub-bacia do rio Pedras, nitidamente houve o recuo da escarpa de falha e, paralelamente, foram observados os maiores estoques de sedimentos de toda a bacia do rio Turvo. Assim, o presente trabalho se propõe a validar essas hipóteses, respondendo o quanto variável são essas bacias e sub-bacias, e quais seriam os principais controles-processos que promoveriam tamanha heterogeneidade de formas.

2. OBJETIVOS

2.1 Geral

Compreender a evolução geomorfológica recente da bacia do rio Turvo, com atenção especial para as sub-bacias dos rios Pedras e Turvo até a sua confluência e comparar o seu padrão com o modelo evolutivo da bacia do rio Bananal.

2.2 Específicos

- a.** Reconhecer e analisar a distribuição espacial das feições geomorfológicas associadas aos processos de denudação física e química na bacia do rio Turvo;
- b.** Avaliar as relações entre as formas de denudação física e química com o substrato geológico e a compartimentação geomorfológica.
- c.** Avaliar as taxas de denudação mecânica em sub-bacias com estoques de sedimentos acumulados no período geológico recente;
- d.** Analisar as relações solo-paisagem nas diferentes unidades geomorfológicas da bacia.

3. Revisão Bibliográfica

3.1. Modelos de evolução do relevo nos trópicos úmidos

Ao longo do século XX, surgiram duas escolas principais nos estudos geomorfológicos: uma explicava a evolução e morfologia das paisagens baseada em mecanismos tectônicos; a outra se fundamentava em argumentos de base climática. Segundo Coelho Netto (1999), ambas as escolas climática e tectônica influenciaram significativamente as interpretações sobre a evolução das paisagens. Dentro de cada uma dessas escolas surgiram várias teorias e modelos de evolução do relevo nos trópicos úmidos.

Grande parte das concepções sobre a evolução do relevo nas regiões tropicais úmidas basearam-se na Teoria da Pediplanação (King, 1953) cujas variações estratigráficas, a orientação das cascalheiras e das linhas de pedra (*Stone lines*) na topografia da vertente, relacionadas às flutuações glácio-eustáticas, serviu como indicadores dos processos denudacionais, permitindo a correlação entre os materiais e as formas e das formas com as fases do desequilíbrio da paisagem.

Todavia, a teoria da Etchplanação vem recentemente questionando o caráter cíclico do relevo, argumentando que a teoria da pediplanação considera apenas os processos climáticos agressivos, menosprezando o papel do intemperismo no condicionamento e na dinâmica das formas de relevo (Thomas, 1994; Twidale e Romani, 1994).

Teoria da Pediplanação

A Teoria da Pediplanação foi lançada por Lester C. King em 1953. Essa teoria buscou resgatar o conceito de estabilidade tectônica considerado por Davis, entretanto considera o ajustamento por compensação isostática e também o recuo paralelo das vertentes como forma de evolução morfológica, de acordo com proposta de Penck (1924).

Em relação ao nível de base, a teoria prevê a manutenção e a generalização dos mesmos, partindo do princípio que qualquer ponto de uma drenagem é considerada como nível de base local (*knickpoint*) para todos os demais pontos a montante, assim como cada ponto de uma vertente representa um nível de base para a parcela situada imediatamente acima. Desse modo, a erosão continental não responde unicamente ao nível de base geral, característica essa que permite o desenvolvimento de um ciclo erosivo em qualquer setor das massas continentais (King, 1953 e 1956)

Segundo King (1953), um ciclo de evolução da paisagem é iniciado a partir de um soerguimento tectônico em escala subcontinental, com estabelecimento de novos níveis de base em função dos quais a erosão possa atuar. Os processos erosivos instalam-se seqüencialmente a partir de cada novo ciclo na seguinte ordem: (a) incisão fluvial, (b) regressão paralela das encostas acompanhada por pedimentação, e (c) rastejamento do regolito junto aos relevos aplanados. O mesmo autor considera que os condicionantes físicos da evolução da paisagem são os mesmos sob todos os climas. Para o autor, as influências das mudanças climáticas como fator atuante no modelado fora das áreas submetidas a climas glaciais, periglaciais e extremamente áridos não

afetam o esquema fundamental da evolução das vertentes. Uma encosta teria de cima para baixo uma seção convexa, uma face nua, uma seção detrítica e um pedimento. O pedimento representa uma superfície suavemente inclinada situada no sopé de uma encosta mais íngreme, cortando a rocha do substrato. Este seria separado da vertente superior por uma rápida mudança do ângulo de declividade (ângulo de piemonte) na zona de piemonte.

A formação de pedimentos é explicada pelo escoamento difuso parcial, escoamento dendrítico, aplanamento lateral pela drenagem paralela; recuo paralelo de vertentes. Todos os agentes podem ser agrupados como agentes de pedimentação.

A coalescência regional de pedimentos dá origem ao pediplano, o qual constitui uma superfície de baixo relevo interrompida, ocasionalmente por elevações residuais (inselbergs). Para King (1953) os pediplanos, pedimentos e inselbergs são formas atuais ainda em evolução com inúmeras diversidades em decorrência das condições climáticas.

Teoria da Etchplanação

O conceito de *Etchplain* foi introduzido por Wayland (1933). O etchplano (*etchplain*) é representado por uma superfície de gradiente suave, com ausência de relevos marcantes em uma paisagem de clima sazonal. Nesse ambiente, o movimento da água subterrânea seria predominantemente vertical, favorecendo a alteração química das rochas (corrosão = *etching*) até a profundidade de 10 metros, com exceção daquelas mais resistentes como os quartzitos (Passos & Bigarella, 1998).

No aplanamento por corrosão do manto de intemperismo, o regolito seria continuamente removido pelos agentes denudacionais durante os movimentos de levantamento regional, os quais poderiam ter sido recorrentes com a epirogênese lenta ou descontínua (Wayland, 1933). Os aplanamentos resultantes seriam indicativos de instabilidade tectônica, no decorrer do tempo o manto superficial de alteração seria gradualmente removido pelas correntes episódicas e/ou pela erosão laminar.

Entretanto, foi com os trabalhos de Búdel (1957 e 1982) que a teoria da Etchplanação ganhou força nos trabalhos geomorfológicos. Búdel destacou o papel do intemperismo na evolução da paisagem de áreas tropicais úmidas, apontando para uma dupla superfície de aplainamento, desenvolvida graças ao avanço da frente de intemperismo. O intemperismo atuaria mais intensamente na porção superior do solo durante a estação úmida, em contra partida, o intemperismo seria constante o ano inteiro na superfície rochosa, pois a mesma permaneceria úmida mesmo durante a estação seca. A erosão e a alteração química desempenhariam funções distintas no processo de aplanação do relevo. Desta maneira, a formação do relevo ocorreria a partir da interação entre a superfície topográfica e uma subsuperficial existente no contato entre a rocha e a zona de alteração.

O conceito de etchplanação vem sendo aplicado para as áreas tropicais que apresentam sazonalidade, já que durante a estação chuvosa há o aprofundamento da alteração, enquanto que a erosão superficial ocorre com maior intensidade durante a estação seca, promovendo a planação e, em alguns casos, expondo o front de alteração (Vitte, 2001, 2005)

Para Büdel (1957), a formação dos etchplains está associada, particularmente, aos trópicos sazonais (com 6-9 meses de precipitação) e às áreas tectonicamente estáveis. Mais adiante, Büdel (1982) passou a admitir a existência de etchplains nos trópicos úmidos e em seu processo, além da alteração das rochas participam também as variações climáticas. Para ele, existem quatro circunstâncias necessárias para a existência da etchplanação:

1. A existência de latossolos;
2. Um perfil homogêneo, indicando que o solo possui evolução dinâmica;
3. Uma transição delgada entre a rocha e o material alterado, particularmente em rochas fraturadas, onde o intemperismo é intenso e;
4. Uma zona de decomposição rochosa profunda e generalizada, entre 100 e 150 m de espessura.

3.2 Evolução do relevo no Sudeste do Brasil

Na região Sudeste do Brasil, a análise da morfologia da paisagem de King (1956) salientou 3 grandes “ciclos erosivos” associados com a história tectônica regional. Os mais altos picos das montanhas foram relacionados a uma superfície erosiva pós-gondwana, denominada chamada Sul-americana; o topo das colinas foi associado como sendo o remanescente de uma superfície pedimentar pré-Cenozóica então chamada de Velhas. Desde a reativação tectônica cenozóica, a dissecação desta superfície tem sido renovada para formar a atual superfície pedimentar, chamada de Paraguaçu.

Bigarella *et. al.* (1965) propõem um novo modelo de evolução das encostas nas áreas cristalinas do Sudeste do Brasil. Para eles o

desenvolvimento das encostas está associado a uma sutil interação entre profundas mudanças climáticas, deslocamentos dos níveis de base locais e levantamentos crustais. Dois conjuntos de processos morfogenéticos tem periodicamente se alterando no modelado da paisagem. Um conjunto, operante no clima semi-árido, é representado pelos processos de morfogênese mecânica e promove uma degradação lateral da topografia. O outro conjunto, operante sob clima úmido, compreende a decomposição química, erosão linear e profunda dissecação da topografia. Em síntese, os autores descrevem duas situações de mudanças climáticas e reajuste da paisagem:

“Na transição do clima úmido para um mais seco a floresta regride, sendo substituída por uma cobertura vegetal menos densa, do tipo cerrado ou caatinga. (...) Sob um regime de chuvas concentradas, os rios tendem a ser intermitentes, com grandes variações na sua descarga. (...) verifica-se um aumento na velocidade de remoção do manto de alteração das encostas, principalmente por escoamento superficial e pelos movimentos de massa. Isto foi responsável por uma aceleração da evolução das vertentes. O manto alterado pode ter sido em parte evacuado através do nível de base local, e em parte pode ter entulhado o fundo do vale, promovendo sua agradação, resultando assim numa obstrução parcial dos pontos de estrangulamento da drenagem. Dessa forma o nível de base local tende a elevar-se”. (Bigarella et. al., 1965, 96-97).

“A mudança climática para condições úmidas favorece o desenvolvimento de solos, sobre os quais se estabelece novo tipo de vegetação. A associação vegetal semi-árida é progressivamente substituída pela floresta. A alteração química das rochas atinge maior profundidade e a porção superficial do terreno fica mais protegida contra a ação do escoamento superficial. (...) o regime fluvial passa de intermitente a permanente. Ocorre um progressivo aumento da descarga média dos rios, assim como uma diminuição gradual da carga sólida. (...) O material detrítico que entalhava o vale pode assim ser remobilizado entalhando-se o leito com rebaixamento do nível de base local”. (Bigarella et. al., 1965, 97-98).

De acordo com Bigarella e Mousinho (1965), há muito tempo que é conhecido que a rápida agradação dos fundos de vales das bacias de drenagem, assim como a degradação da mesma, não necessariamente implica em movimentação crustal. Segundo esses autores, mudanças climáticas constituem o mecanismo indutor principal no controle da dinâmica fluvial, principalmente em áreas de relativa estabilidade crustal, como é o caso do escudo cristalino do leste brasileiro no Quaternário.

Segundo Meis (1977), o aumento do suprimento de sedimentos das encostas junto com o déficit regional de águas, no Pleistoceno superior, propiciou condições para o estabelecimento de um ciclo de agradação fluvial sobre grandes extensões do Planalto Sudeste do Brasil. A formação de espessos pacotes aluviais ao longo dos principais vales (até 35 metros no Médio Vale do Rio Doce e 20 metros no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul) promoveu a desorganização da rede de drenagem em algumas áreas do Planalto.

Dantas (1995) ressaltou que o padrão morfológico dos fundos de vale no Planalto Sudeste Brasileiro caracteriza-se em sua maioria pela presença de três tipos de depósitos sedimentares predominantes: os leques alúvio-coluviais, um ou mais níveis de terraços fluviais e a planície de inundação, conforme estudos realizados no Médio Vale do Rio Doce (Meis, 1977; Meis e Machado, 1978) e no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, na bacia do rio Bananal (Dantas e Coelho Netto, 1995).

Para Moura e Meis (1986), as formas topográficas conhecidas como terraços representam os principais indicadores cronológicos para o

estabelecimento da estratigrafia dos corpos aluviais de ocorrência espacial fragmentária.

Com o objetivo de analisar as causas dos processos de agradação e degradação do relevo no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, Coelho Netto *et al.*, (1994) baseados em levantamentos estratigráficos e datações por radiocarbono, tanto no domínio das encostas, quanto no domínio fluvial, identificaram dois períodos erosivo-deposicionais durante o Holoceno: o primeiro registrado entre 10.000 e 8.000 anos, foi marcado por um evento de extrema instabilidade morfodinâmica, o qual culminou na destruição e coalescência de divisores. Toda essa dinâmica erosiva promoveu a agradação dos fundos do vale, com a geração do atual nível de terraço fluvial e dos leques alúvio-coluviais. Estes depósitos, associados a estas formas, foram provenientes da dinâmica hidrológica e erosiva das vertentes, hipoteticamente correlacionados a um período de transição climática ocorrido no limite Pleistoceno-Holoceno. Este período transitório teria sido marcado por um aquecimento pós-glacial catalizando, desta maneira, um expressivo aumento de pluviosidade, aliado a uma condição de vegetação rarefeita e pouco desenvolvida. Tais condições bio-climáticas teria facilitado os mecanismos de erosão superficial e subsuperficial que, num reduzido intervalo de tempo, teriam reafeiçoado o modelado do relevo em escala regional. Com a instalação da floresta tropical úmida, os processos erosivos seriam reduzidos drasticamente e o Médio Vale do Rio Paraíba do Sul conheceria, então, um período de relativa estabilidade ambiental ao longo de todo o Holoceno.

Nos últimos 200 anos, em consequência da intervenção antropogênica no ambiente, através do grande desmatamento da floresta tropical em

substituição a cultura cafeeira na região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, houve um expressivo aumento do escoamento superficial nas encostas e também da incisão vertical dos canais principais, o que promoveu a exposição de antigas faces de exfiltração, favorecendo a ocorrência da erosão por vazamento (seepage erosion), mecanismo principal do processo de voçorocamento e, conseqüentemente, da expansão da rede de canais.

Mais tarde, Coelho Netto (1999) publicou um modelo evolutivo para a bacia do rio Bananal, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, durante o Holoceno. Interações entre as estruturas geológicas e respostas atrasadas do ecossistema frente a transição climática de um período mais frio e seco para uma fase de condições mais quente e úmida, tem controlado a hidrologia subterrânea e conseqüentemente a erosão mecânica. Dessa forma, o padrão da rede drenagem reproduz as rotas preferenciais dos fluxos d'água subterrâneos em diferentes níveis hierárquicos do sistema de drenagem. Nos dias atuais o processo de voçorocamento está dissecando o pacote sedimentar seguindo antigas rotas pleistocênicas controladas pelas estruturas geológicas. Para a autora, os ciclos de agradação e degradação ocorreram de forma sincronizada na escala da bacia, tendo maior efetividade de montante para jusante, devido ao maior aporte de água subterrânea gerado pelo gradiente hidráulico.

No mesmo trabalho, Coelho Netto (*op cit*) questionou até onde o modelo evolutivo da bacia do rio Bananal poderia ser aplicado? Cruzando o Rio Paraíba do Sul, a autora fez incursões na bacia do Rio Turvo, localizada na vertente Mantiqueira, em frente a bacia do rio Bananal e observou que apesar das mesmas condições climáticas e de uso e cobertura do solo, a bacia do Rio

Turvo tem feições bem diferentes da bacia do Rio Bananal. A autora não encontrou os espessos pacotes sedimentares do ciclo erosivo pleistoceno-holoceno registrado na bacia do rio Bananal, bem como a grande atividade erosiva por voçorocamento. Em contra partida, encontrou uma grande quantidade de depressões fechadas em divisores de drenagem, feições não mapeadas na bacia do Rio Bananal. Estas observações levaram a autora a concluir que apesar de serem sub-bacias do Rio Paraíba do Sul, e com características ambientais semelhantes, a bacia do Rio Turvo opera por mecanismos diferentes dos registrados para a bacia do Rio Bananal.

3.3 Processos que controlam a evolução do relevo: erosão versus intemperismo

Segundo Turkington *et. al.* (2005), antes do desenvolvimento da geomorfologia, as paisagens eram vistas como sendo controladas exclusivamente pela erosão física, e o intemperismo não era considerado importante na formação e evolução das paisagens. Em outras palavras, o intemperismo foi tradicionalmente percebido como dependente somente do tempo e nunca da distância. Contudo, de acordo com Ehlen (2005), mais recentemente grande parte dos geomorfólogos tem se interessado sobre os processos que envolvem a produção de mantos de intemperismo e a forma que esses processos afetam a evolução da paisagem. Para Turkington *et. al.* (2005) o intemperismo é indiscutivelmente o mais crucial e fundamental fenômeno na evolução da paisagem e no desenvolvimento topográfico. Além do importante papel desempenhado no ciclo das rochas, é também o primeiro

agente na geração e desenvolvimento de algumas formas superficiais, como em áreas de relevo cárstico e nos *etchplains*.

Uma característica comum a todos os materiais formados pela ação do intemperismo, ou comum a todos os regolitos, é que eles são formados próximos ou em superfície, por processos que operam na superfície terrestre. Os constituintes materiais do regolito são parte da paisagem dos quais eles foram formados. Eles podem ser muito antigos, em alguns casos são formados em paleo-paisagens, ou podem ser muito jovens, onde neste caso são originados na paisagem atual (Ollier e Pain, 1996). Nesse sentido, Stallard (1988) ressaltou que a chave para o entendimento dos processos de intemperismo e erosão nos trópicos é decifrar as relações entre as formas existentes na paisagem, os processos que as produziram, e a descarga sólida e química proveniente das nascentes.

Phillips (2005) definiu 4 escalas de análise dos processos de intemperismo: regolito (perfil), encosta, unidade da paisagem e a paisagem como um todo. A tabela 1 mostra uma síntese dos modelos de estabilidades dos sistemas de intemperismo nessas 4 escalas de análise. Na escala local do regolito a condição é sempre de instabilidade interna, onde para o qual definiu 5 componentes do sistema:

- i. Susceptibilidade ao intemperismo (por exemplo, solubilidade e o suprimento de minerais intemperizáveis);
- ii. O grau do intemperismo;
- iii. Taxa de intemperismo;
- iv. Suprimento ou disponibilidade de umidade;

- v. Penetração da umidade no perfil (indicado pela permeabilidade ou outro parâmetro).

Tabela 1. Síntese dos modelos de estabilidade dos sistemas de intemperismo

	Regolito	Encosta	Unidade da paisagem	Paisagem
Relações chave	Taxas de intemperismo, umidade, resistência	Balço de massa; alocação dos produtos do intemperismo	Ajustes recíprocos entre intemperismo e denudação	Denudação, topografia, isostasia
Propriedades gerais da estabilidade	Instável	Estável ou instável	Instável	Instável
Condições para estabilidade	nenhuma	Preservação da cobertura regolítica; denudação limitada pelo transporte	Limites próprios ou externos sobre a denudação e taxas de intemperismo	Nenhuma
Escala ou circunstâncias da estabilidade	Mantos altamente intemperizados onde todas as variações iniciais têm sido apagadas	Erosão < intemperismo; não denudação do regolito principal	Intemperismo e denudação basicamente independentes	Carga ou descarga insuficiente para detonar resposta isostática; curta escala de tempo onde a isostasia é irrelevante

Fonte: Phillips, 2005.

A grande susceptibilidade ao intemperismo e alta umidade resulta em altas taxas de intemperismo; alta permeabilidade conduz para o aumento da umidade; e quanto mais rápido for o intemperismo (taxa) mais avançado será o estágio do intemperismo. A estabilidade estaria condicionada a existência de coberturas espessas de regolitos (Phillips, 2005).

Para Gilbert (1877), a esculturação da paisagem é governada por processos naturais que ocasionam a fragmentação e remoção dos materiais. A esse conjunto de processos Gilbert denominou de erosão. A erosão para ele consistiria de duas etapas fundamentais: a primeira seria a desintegração das rochas; e a segunda, o transporte dos materiais desintegrados. A primeira etapa da erosão – desintegração das rochas – seria desenvolvida por outros

dois processos: o intemperismo e a corrasão. As rochas existentes na crosta terrestre são desintegradas pelo intemperismo disponibilizando materiais fragmentados para serem transportados por canais de drenagem para os oceanos e outros reservatórios terminais.

Contudo, Gilbert *op cit*, ressaltou que os processos que conduzem a esculturação da superfície da Terra não atuam isoladamente, ao contrário, estão interligados e alimentam-se dessa relação. Dessa forma, os processos de intemperismo são influenciados pelos processos de transporte, aos quais estão diretamente associados à declividade das encostas. Quando as taxas de transporte forem maior que as taxas de intemperismo, podendo até atingir a remoção completa dos materiais intemperizados, o perfil de intemperismo seria pouco espesso, pois essa condição não favoreceria a estocagem de água e, dessa forma, esta teria pouco tempo de contato com a rocha para provocar reações químicas.

Stallard (1988), influenciado pelas idéias de Gilbert, mencionou que os processos de movimentos de massa residem entre os limites de intemperismo e os limites de transporte. Quando a capacidade de transporte excede a taxa em que o intemperismo produz materiais, até remover completamente os materiais, expondo a rocha. Por outro lado, situações onde o intemperismo é mais eficiente do que os processos erosivos há uma tendência a acumular material e, conseqüentemente a aumentar a espessura do perfil. Entretanto, esse espessamento teria um limite que seria dado pelas condições de infiltração e percolação da água no solo, ou seja, em um estágio avançado de acumulação, a água que infiltra não conseguiria mais atingir a frente de

intemperismo. E, nessas condições, o intemperismo diminuiria podendo até cessar.

Essa idéia de Stallard está apoiada nos pressupostos de Gilbert *op cit.*, que para o último, existiria uma espessura “ideal” de mantos de intemperismo, onde essa espessura resultaria do equilíbrio entre as taxas de transporte e as taxas de intemperismo. A partir daí, elucidou alguns princípios como: as taxas de avanço do intemperismo são iguais as taxas de rebaixamento do relevo, ou seja, proporcionais; intemperismo e rebaixamento do relevo são uniformes no espaço; a taxa de erosão é proporcional ao ângulo da encosta, condicionando o poder erosivo à declividade. E, em última análise, o rebaixamento seria mais efetivo em condições em que ambas as superfícies topográfica e rochosa rebaixassem a taxas similares, mantendo sempre uma espessura de regolito relativamente constante.

Para Phillips (2005), variações nas taxas de intemperismo podem ser causadas por pequenas variações iniciais internas. Segundo ele, vários autores têm demonstrado que o intemperismo químico pode ser caracterizado por respostas de auto-regulação independente de qualquer influência externa. Diferenças no intemperismo podem aumentar até que os minerais intemperizáveis sejam totalmente exauridos dentro das zonas mais altamente intemperizadas, diminuindo a taxa de intemperismo e reduzindo a sua variabilidade até que se atinja a convergência entre a taxa e o grau de intemperismo.

Colman (1981) afirma que os raros trabalhos que adequadamente investigaram os processos de intemperismo ao longo do tempo indicaram que a taxa de transformação intempérica diminui com o tempo. A explicação para

este comportamento seria a formação de resíduos mais estáveis durante o processo de intemperismo, que possivelmente impediriam o fluxo de água para o material menos estável, tornando assim, mais lento o transporte e a saída de elementos do perfil. Dessa forma, a taxa de formação destes resíduos diminuiria com o aumento da espessura do perfil, e ficaria estável quando igualada à taxa de destruição desses (Colman, 1981).

Existe uma grande dificuldade de mensurar e estimar taxas de intemperismo e evolução do relevo devido à escala de tempo geológico de ocorrência dos fenômenos. Logo, trabalhos de modelagem matemática apresentam grandes limitações em suas simulações de evolução do relevo. Dentre esses trabalhos, destaca-se o de Ahnert (1987), que baseado nas premissas “gilbertianas” (1877) assumiu que quanto mais espesso o regolito, mais lentamente seria o intemperismo do substrato abaixo dele. Por outro lado, um aumento local da taxa de remoção (erosão), sem imediato incremento da taxa de intemperismo ou de suprimento (deposição), tem como consequência inicial a diminuição da espessura local do regolito. Para esta mudança de espessura contrapõe-se um aumento da taxa de intemperismo do substrato e da taxa de suprimento de material. Calcado nessas premissas, elaborou um modelo matemático de simulação, onde concluiu que a taxa de intemperismo químico do substrato é menor em rochas expostas do que as que têm um regolito de espessura moderada, para uma mesma litologia. Onde as primeiras são denudadas mais lentamente, formando *inselbergs* causados pela diferenciação espacial dos processos exogenéticos. Nesse sentido, com base no modelo de Ahnert (1987) o domínio de montanhas, onde prevalece a exposição de rocha fresca, teria taxas de intemperismo químico mais lentas.

A teoria de Ahnert (1987) veio contrariar as idéias de Penck (1953) que mencionava que os processos de denudação e de intemperismo seriam mais efetivos quanto maior a proporção de superfície exposta de material rochoso. Dessa forma, áreas montanhosas são mais rapidamente denudadas que as áreas de colinas (relevos mais suaves), pois possuem maior superfície exposta.

Segundo Phillips (2005), existe uma estreita ligação positiva entre denudação e intemperismo, pois as taxas de intemperismo são mais rápidas com uma fina cobertura regolítica ou com a rocha exposta; na ausência da remoção do regolito a taxa de intemperismo será reduzida para o mínimo. A ocorrência da denudação regular manterá a frente de intemperismo próximo ou na superfície, favorecendo o intemperismo.

Outros estudos têm demonstrado taxas máximas de intemperismo sob coberturas de regolitos relativamente finas (alguns centímetros). De modo geral, as taxas de intemperismo declinam com o aumento da espessura do regolito, entretanto, a pouca espessura do solo é necessária para reter umidade na frente de intemperismo (Ahnert, 1976; Anderson, 2002).

Taxas de intemperismo, formação de solo, e perda de solutos em granitos na Rodésia, foram calculadas por Owens e Watson (1979), usando métodos geoquímicos. O trabalho desses autores confirmou a relação entre taxas de intemperismo, espessura do regolito, e produção de solutos. Demonstraram que há uma diminuição das taxas de intemperismo com o aumento da espessura do regolito.

Heimsath *et. al.* (2000; 2001) estudando núcleos cosmogênicos no Sudeste da Austrália mostraram que as taxas de produção de solo diminuem

abruptamente em função exponencial inversa a profundidade do solo. A taxa máxima de produção de solo (intemperismo) ocorre sob profundidade zero de solo.

Carmo (2005) e Carmo e Vasconcelos (2006), estudando um perfil de intemperismo superior a 60 metros de espessura, na mina Cachoeira em Ritópolis-MG, região Sudeste do Brasil, observaram uma taxa de propagação da frente de intemperismo da ordem de $8,9 \pm 1,1$ m/m.a. e uma taxa de saprolitização de $24,9 \pm 3,1$ t/km²/ano, para um intervalo de tempo entre 13 – 5 milhões de anos. Os autores destacam que as taxas encontradas são consistentes e comparáveis a outras taxas observadas na literatura que utiliza diferentes abordagens.

Moldenesi-Gauttieri et. al. (2010 e 2011), estudando a relação entre a evolução do relevo do planalto de Campos do Jordão e a formação de mantos de intemperismo, observaram, de modo geral, que as fases tectônicas reconhecidas no segmento central do rifte do Paraíba do Sul influenciaram nos processos de intemperismo da região. Desta maneira, os grandes traços da evolução do relevo do planalto de Campos do Jordão estão associados principalmente o ritmo do soerguimento. A alternância de períodos de levantamento e de calma tectônica favoreceu ora os processos erosivos, ora o aprofundamento do manto de intemperismo, em seqüência semelhante a dos modelos tectônicos de áreas intemperizadas. O controle do clima foi, provavelmente, mais ativo durante os períodos de calma tectônica.

3.4 Relação solo-paisagem

De acordo com Teramoto *et. al.* (2001), a análise das relações entre solos e superfícies geomórficas são fundamentais ao entendimento da distribuição dos solos na paisagem, o que, consiste em importantes ferramentas para atividades de mapeamento de solos e de planejamento do uso do solo. Segundo os autores supracitados, o estudo dessas relações tiveram grande evolução após a publicação dos trabalhos de Ruhe (1969) e Daniels *et al.* (1971), que elucidaram o estabelecimento de critérios para definição de superfícies geomórficas.

Vidal-Torrado *et. al.* (2005), realizaram um estudo revisitando os principais trabalhos que abordam as relações solos-paisagem, e afirmaram que das relações entre geomorfologia-estratigrafia-pedologia resulta o conhecimento do sistema de fluxos de água de uma determinada área, que é fundamental para a compreensão dos processos genéticos e do comportamento dos solos.

Segundo Birkeland (1984), a topografia exerce um controle na distribuição dos solos na paisagem, e deste modo, as morfologias e propriedades fundem-se lateralmente com outros solos sobre as condições locais existentes. As propriedades dos solos variam lateralmente com a topografia. Logo, destaca várias características do relevo no controle dos processos intempéricos. Uma delas é a orientação das encostas, pois sobremaneira, resulta em microclimas que permitem uma vegetação variada condicionando, a formação de solos diferentes. Outras duas características muito valorizadas são declividade e posição na encosta. A primeira, no sentido

de influenciar as taxas de escoamento, infiltração e erosão na encosta. A segunda, a posição do perfil na encosta, influencia também nas condições de drenagem, onde em geral, solos localizados em terras altas geralmente são bem drenados, ao contrário dos localizados dentro de depressões que são mal drenados e ricos em argila e matéria orgânica, com sinais de variados graus de hidromorfismo.

O termo *catena* foi proposto por Milne (1935) *apud* Birkeland (1984), para descrever a variabilidade lateral do solo na encosta e enfatizou que, cada solo ao longo da encosta possui relações distintas com os solos acima e abaixo dele.

De forma mais ampla, o estudo de seqüências de solos em vertentes tem sido bastante usado nos últimos anos por pesquisadores, por se mostrar uma forma bastante eficiente de avaliar a influência dos diferentes fatores de formação no desenvolvimento das características e propriedades dos solos (textura, por exemplo), principalmente quando ocorrem situações onde apenas um dos fatores de formação varia, enquanto os demais permanecem constantes. Entretanto, na prática, isso não é freqüentemente observado, sobretudo porque o material de origem nas diferentes posições de relevo é fortemente afetado pela natureza dinâmica dos processos geomorfológicos (Scatolini & Moniz, 1992).

Com efeito, a dinâmica geomorfológica através dos processos de denudação (mecânica e química) e sedimentação de uma área acarretará em novos processos pedogenéticos em função de um ajuste as novas condições hidrológicas que foram submetidas o perfil.

Nesse sentido, Vidal-Torrado & Lepsch (1999) afirmaram que as superfícies geomórficas mantêm relações com o grau de intemperização dos solos, existindo uma relação temporal entre os solos e as mesmas. Assim, as superfícies geomorficamente mais estáveis apresentariam condições para um maior desenvolvimento e estabilidade dos solos e superfícies menos estáveis possuiriam solos menos desenvolvidos e mais variados. Nesta mesma linha de pensamento, Teramoto *et al.* (2001), destacaram que quanto mais antiga e estável for a superfície geomórfica mais homogênea ela é em relação aos solos que nela ocorrem. A evolução pedogenética é maior na medida em que em que aumenta a idade da superfície, ou seja, a complexidade e variabilidade de solos são inversamente proporcionais à idade da superfície (Coelho *et al.*, 1994; Vidal-Torrado & Lepsch, 1999; Teramoto *et al.* 2001).

Rossi e Queiroz Neto (2001) estudando as relações solo-paisagem em áreas tropicais úmidas apresentam como exemplo a região da Serra do Mar em São Paulo, e concluem que os solos mais profundos e desenvolvidos, como os Latossolos, ocorrem em baixos declives, enquanto que solos jovens e pouco desenvolvidos, como os Cambissolos, ocorrem em encostas mais íngremes, onde prevalecem a morfogênese. Os autores destacam que nas altas vertentes e interflúvios de escarpa a morfogênese, devido a forte declividade, o material de origem e os altos índices pluviométricos limitam o espessamento dos solos, o que é indicado na paisagem através das cicatrizes de escorregamentos, dos solos rasos e das exposições rochosas.

Varajão *et al.* (2009), estudando a evolução do Quadrilátero Ferrífero através da relação entre taxas de erosão e pedogênese, concluíram que o fato de o relevo da região ser um produto erosão intensa e constante os solos

autóctones são predominantemente imaturos, classificados como Neossolos e Cambissolos.

Segundo Cunha *et al.* (2005) a concentração de caulinita no solo diminui consideravelmente de superfícies geomórficas mais antigas para as mais jovens ao mesmo tempo em que ocorre um aumento da mineralogia oxidada associada ao tempo de desenvolvimento pedogenético, ao material de origem e a declividade do terreno. Ainda, de acordo com esses autores, estudando os solos em três superfícies geomórficas, afirmaram que a superfície mais velha possui solos mais intemperizados e que os óxidos de Fe são bons indicadores das condições dos diferentes pedoambientes, sob os quais se formaram. Assim, os autores concluem que superfícies mais velhas têm solos mais intemperizados e mais pobres, enquanto as superfícies geomórficas mais jovens têm solos menos intemperizados e mais ricos.

3.5 Depressões fechadas como produto da alteração intempérica

Depressões fechadas são formas do relevo onde as encostas circundam uma zona de deposição, e o sedimento proveniente da erosão das encostas é retido dentro deste sistema (Norton, 1986). Por esta razão, estudos detalhados dos sedimentos de uma depressão fechada podem fornecer informações valiosas sobre a história erosiva e sedimentar local. Entretanto, de acordo com Gillijns *et al.* (2005), descobrir a origem das depressões fechadas é mais difícil. Os autores citam uma vasta gama de trabalhos que apontam para diversas origens das depressões fechadas em várias partes do mundo, dentre elas destacam-se: as depressões são formadas por *piping erosion*; por

processos cársticos (dolinas); por deflação de concavidades; por caldeiras morainicas; e, também, por atividades antropogênicas, como em áreas de pedreiras e mineração.

Vanwallegem *et. al.* (2007) mapearam a distribuição e morfologia de depressões fechadas numa área da Bélgica Central, região do cinturão de solos *loess*, e encontraram 101 depressões fechadas em uma área de 42 km², média de 2,4 depressões fechadas/km². Entretanto, baseados em análises estratigráficas de duas depressões fechadas, os autores concluem que essas depressões seriam de origem antropogênica. Essas formas são relíquias do processo extrativo de calcário que ocorreu principalmente na idade do Bronze, do Ferro, e durante o Império Romano.

As depressões têm a função de receber e canalizar o escoamento superficial e subsuperficial, além de acumular sedimentos. Por outro lado, na medida em que canalizam as águas de infiltração para o front de alteração, mantêm a recarga na estação seca (Bremer, 1977 *apud* Vitte, 2005).

Em áreas onde o manto de alteração encontra-se bastante profundo, ou onde ocorrem latossolos, podem surgir depressões associadas a intensidade do intemperismo e a ação do lençol freático. Falhas e fraturas e a alterabilidade das rochas condicionam a velocidade da alteração ao mesmo tempo em que isolam zonas com graus diferentes de alteração (Büdel, 1982).

Essas formas têm sido freqüentemente descritas principalmente em áreas de relevo cárstico, onde a dissolução de rochas calcárias detonaria a ocorrência de colapsos e/ou subsidências na superfície, formando as dolinas. Segundo Phillips (2005), as depressões cársticas são exemplos de instabilidade do intemperismo gerada pelo crescimento de pequenas

perturbações internas. Pequenas variações na resistência ao intemperismo, pequenas fraturas, ou feições que armazenam umidade tornam-se preferencialmente alargadas para formar dolinas e feições cársticas.

Mais recentemente, diversos estudos vêm apontando a ocorrência de depressões fechadas em diferentes litologias. No Brasil, Felizola & Boulet (1996) estudaram a presença de depressões fechadas em rochas sedimentares Terciárias e Quaternárias na bacia de Taubaté, município de Caçapava (SP). Os autores destacam que a subsidência geoquímica seria o mecanismo principal na origem dessas formas e que sua distribuição estaria relacionada aos lineamentos estruturais que favorecem a percolação vertical de água através do sistema de falhas, principalmente nas interseções dos falhamentos. Dessa forma, a abundância das depressões fechadas e das cabeceiras de drenagem em forma de anfiteatro no Vale do Rio Paraíba do Sul, pode ser explicado pela lixiviação diferencial nas áreas afetadas por intensa atividade tectônica.

Na mesma região, Coltrinari (1999) realizou um mapeamento de formas e verificou ocorrência de várias depressões de diversos tipos, mostrando importante papel da denudação geoquímica no curso superior da bacia de Taubaté. A autora destacou a existência de depressões isoladas ou associadas a concavidades em cabeceiras, podendo ser alagadas ou pantanosas no fundo. A origem das depressões está associada a evolução por exportação vertical de material solúvel em sub-superfície, favorecida por discontinuidades litológicas ou tectônicas. Segundo a autora, o predomínio da evolução geoquímica das feições geomorfológicas e solos permite a adoção de um modelo de evolução da paisagem semelhante aos *etchplains*.

Castro e Coelho Netto (2002) estudaram uma depressão fechada localizada no divisor esquerdo da bacia do rio Fortaleza, tributária da bacia do Rio Bananal, inserida na Unidade São João: silimanita, granada, muscovita-biotita gnaiss. A análise de uma toposseqüência revelou a existência de Latossolo Vermelho-Amarelo, na porção média-superior (borda da depressão); Argissolo Vermelho-Amarelo, na porção média-inferior e Gleissolo (hidromórfico) no centro da depressão (fundo). As sondagens por eletroresistividade mostraram a presença de uma zona de percolação subvertical em profundidade, localizada no centro da depressão, associada a fraturas subverticais. Assim, as autoras sugerem que a percolação no fraturamento subvertical teria favorecido a evolução da depressão por subsidência geoquímica, promovendo o rebaixamento do latossolo pré-existente e sua subsequente transformação por hidromorfia testemunhando a evolução para argissolo e gleissolo mais recente e correlativa a evolução da depressão. Apesar da existência desse estudo em depressão fechada na bacia do Rio Bananal, vertente Serra do Mar do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, Coelho Netto (2003) revela que as depressões fechadas em topo são raras na bacia do Rio Bananal, não sendo, assim, uma feição típica da paisagem geomorfológica desta bacia.

Em um estudo realizado na bacia do Ribeirão Santana-MG, afluente do Rio Preto que drena a vertente da Serra da Mantiqueira no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, Uagoda (2006) mapeou formas cársticas em rochas quartzíticas e em gnaisses. Neste trabalho o autor afirmou que as cavernas e feições de abatimento estão concentradas nas áreas montanhosas de domínio dos quartzitos, enquanto as formas geradas por processos de dissolução,

como as depressões fechadas, predominam nas áreas de relevo convexo-côncavo sobre substrato rochoso de biotita-gnaiss. Posteriormente, Uagoda *et. al.* (2008) realizaram uma classificação tipológica das depressões encontradas na bacia do Ribeirão Santana-MG, onde em uma área de pouco mais de 56 km², foram identificadas 131 depressões fechadas, média de 2,3 depressões por quilômetro quadrado, com as seguintes características:

*“Dentre as principais características das feições doliniformes podemos destacar: grupo 1 - depressões rasas em topos planos são relativas à dolinas de dissolução, sendo mais largas do que profundas, podendo indicar o início do processo de denudação química de uma cabeceira de drenagem; grupos 2 e 3 - depressões rasas em divisores rebaixados e depressões rasas em encostas, possuem rebaixamento de divisor em direção a concavidades abertas ou a canais erosivos adjacentes, podendo estar alimentando a rede de canais, mesmo que em subsuperfície; grupo 4 - depressões profundas em encostas diferem de todas as outras pelo fato de serem mais profundas do que largas e poderem ocorrer em qualquer posição da encosta, seja côncava ou convexa; parecem mais relacionadas às dolinas de abatimento.” (Uagoda *et. al.*, 2008).*

Os autores concluem, ainda, que dos quatro grupos de depressões identificadas, dois grupos (2 e 3) apresentam ter relação direta com o processo evolutivo de abertura de concavidades topográficas suspensas, assim como foi proposto por Coelho Netto (2003). Os outros grupos (1 e 4) podem representar um estágio antecedente a interconexão de fluxos sub-superficiais. Os dados de datação absoluta corroboram tal interpretação ao demonstrar idades semelhantes entre depressões e concavidades adjacentes (Uagoda, *et. al.*, 2008).

Em um estudo de síntese sobre a evolução de cabeceiras de drenagem na bacia do rio Bananal (518 km²), situada no Médio Vale do Rio Paraíba do

Sul, Coelho Netto (2003) sugere que as depressões fechadas seriam *proto-vales* cuja evolução foi interrompida possivelmente por mudanças locais do regime hidrológico ou rebaixamento do nível freático regional, o que teria promovido sua estabilização. Mais adiante, Xavier e Coelho Netto (2008) realizaram um mapeamento preliminar sobre a ocorrência de depressões fechadas na bacia do rio Turvo, que drena a vertente Mantiqueira do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, e encontraram 51 depressões fechadas localizadas em divisores de drenagem, sob diferentes litologias (quartzitos, gnaisses e granitóides), indicando grande importância dos processos de denudação geoquímica na paisagem desta bacia.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1 Médio Vale do Rio Paraíba do Sul

A paisagem regional apresenta duas unidades fisiográficas principais: 1) as cadeias montanhosas formadas em paralelo à zona costeira, incluindo os a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira; 2) a superfície de colinas convexo-côncavas com fundos de vale largos e suavemente inclinados (figura 1).

Estas unidades estão inseridas na porção central da Faixa Móvel Ribeira, posicionada ao sul do cráton do São Francisco. Correspondem a quatro compartimentos tectônicos com direcionamento NE-SW: um autóctone e três alóctones (Baixo, Médio e Superior). De acordo com Heilbron (1995), os eventos tectônicos principais incluem um evento compressivo/dúctil associado à orogênese brasileira (Neoproterozóica-Câmbrica/Ordoviciano) que foi responsável pela formação da faixa móvel, e dois outros de caráter extensivo/rúptil são relacionados à abertura da margem passiva Atlântica (iniciada no Jurássico) e ao rifteamento continental de idades Neocretácea e Paleogênica.

Os compartimentos tectônicos pré-cambrianos são compostos por três grupos litológicos (HEILBRON, *op cit*): o embasamento pré-1,8 G.a.; as rochas supra-crustais e as colisionais pós-1,8 G.a. e as rochas granitóides pós-tectônicas do Ciclo Brasileiro. O segundo grupo foi formado durante a principal fase de deformação, sendo limitadas por zonas de cisalhamento inversas e dobramentos associados. Deformações posteriores originaram outra família de dobramentos abertos a fechados e zonas de cisalhamento dúcteis. A principal

estrutura regional herdada destes tempos antigos é a megassinforma do Paraíba do Sul.

A tectônica Cretácea-Paleogênica é responsável pelo sistema de rifts do SE do Brasil, sendo caracterizada por uma série de falhas sub-verticais e rúpteis. Falhas normais de strike ENE e mergulho para SE constituem o limite norte das bacias sedimentares Cenozóicas (as bacias de Resende e Volta Redonda). Outras falhas são principalmente transcorrentes, com *strike* NW-NNW. A zona transtensional de Volta Redonda, com strike NW-SE, é a feição regional relacionada a estes eventos. Trata-se de uma zona de transferência que conecta os riftes do Paraíba do Sul e da Guanabara, que deslocou a megassinforma Pré-Cambriana, conforme proposto por Valeriano & Heilbron (1993). Estes eventos originaram também dois principais sets de fraturas subverticais de strike NE-SW e SW-SE.

Falhas normais tanto promoveram soerguimento e subsidência diferenciais, quanto a exumação dos blocos crustais. Desde então, o relevo renovado e suas lito-estruturas subjacentes têm influenciado a evolução dos sistemas de drenagem regional. O médio curso do rio Paraíba do Sul corre preferencialmente ao longo do graben de uma falha normal principal (ENE), desviando-se para NW-SE entre Floriano e Barra Mansa onde corre ao longo da zona transtensional de Volta Redonda. A bacia do rio Turvo drena para sudoeste em direção à zona transtensional de Volta Redonda (Figura 1).

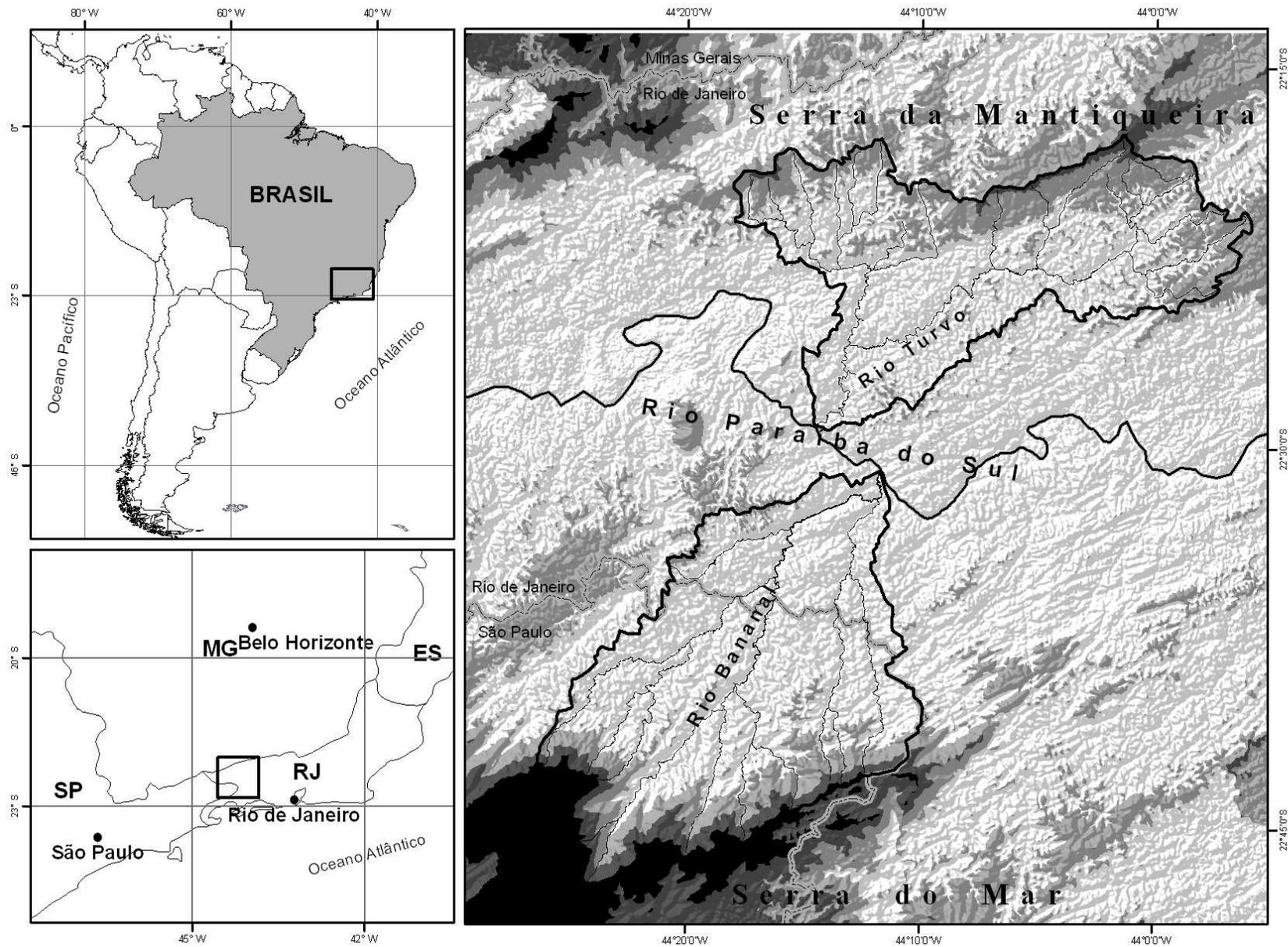


Figura 1. Mapa hipsométrico do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, com destaque para as bacias dos rios Turvo e Bananal. SRTM, 1:100.000.

4.1.1. Bacia do rio Turvo

A bacia do rio Turvo possui uma área de cerca de 410 km² e apresenta dois compartimentos geomorfológicos distintos (Figura 2). O compartimento colinoso predomina na maior parte da bacia, situado entre 400 e 600 metros de altitude. Predominam formas convexo-côncavas bastante afeiçãoadas e fundos de vales largos com presença de níveis de terraços pouco espessos (em torno de 4 a 11 metros). O segundo compartimento é marcante na porção nordeste da bacia, caracterizado por uma escarpa de falha com desnivelamento de até 800 metros. A figura 3 mostra a distribuição da declividade na bacia do rio Turvo, onde se observa o predomínio de relevo ondulado com fundos de vales largos e planos. As maiores declividades aparecem no compartimento da escarpa de falha.

A rede de drenagem é fortemente influenciada pelas estruturas geológicas onde, de forma geral, o rio Turvo drena seguindo a orientação das camadas geológicas principais, sentido SW-NE, paralelo a escarpa de falha, e o rio Pedras, tributário do rio Turvo, drena encaixado nos lineamentos estruturais sentido norte-sul (Xavier e Coelho Netto, 2008).

A geologia da bacia do rio Turvo (Figura 4) apresenta uma extensa área dominada pela Unidade Suite Rio Turvo, composto por granada biotita granito porfiróide foliado. O granitóide Turvo é circundado por rochas da Megassequência Andrelândia: biotita gnaisse bandado com intercalações de silimanita-granada-biotita gnaisse, anfibolitos e rochas calcissilicáticas. Há também ocorrência local de rochas quartzíticas, principalmente na faixa de

ocorrência da escarpa de falha. Na porção leste da bacia é observado a presença do Complexo Juiz de Fora, com ortogranulitos bandados.

As estruturas geológicas parecem influenciar de forma significativa no desenvolvimento do relevo da bacia do rio Turvo. A homogeneidade do substrato geológico e a forte presença de lineamentos estruturais sentido norte-sul, contribuíram sobremaneira para o recuo da escarpa de falha pela rede de drenagem do rio Pedras.

O clima regional é tropical úmido, com inverno seco e verão úmido. Para um melhor reconhecimento do comportamento pluviométrico foi análise dados de chuvas de 3 séries históricas: 1) Ribeirão de São Joaquim (alto curso); 2) Nossa Senhora do Amparo (médio curso); 3) Glicério (baixo curso). A análise da série histórica das estações Ribeirão de São Joaquim, Nossa Senhora do Amparo e Glicério mostrou, respectivamente, valores médios anuais de 1804, 1552 e 1344 mm de chuva. Análises estatísticas mostraram que as distribuições de todas as estações são normais, o que permite uma boa interpretação dos dados a partir do gráfico Box plot das estações (Figura 5). A estação Ribeirão de São Joaquim mostrou maior mediana em relação a Nossa Senhora do Amparo e, principalmente, a de Glicério. Esta característica sugere que os totais de chuva são maiores no médio e alto curso da bacia do Rio Turvo.

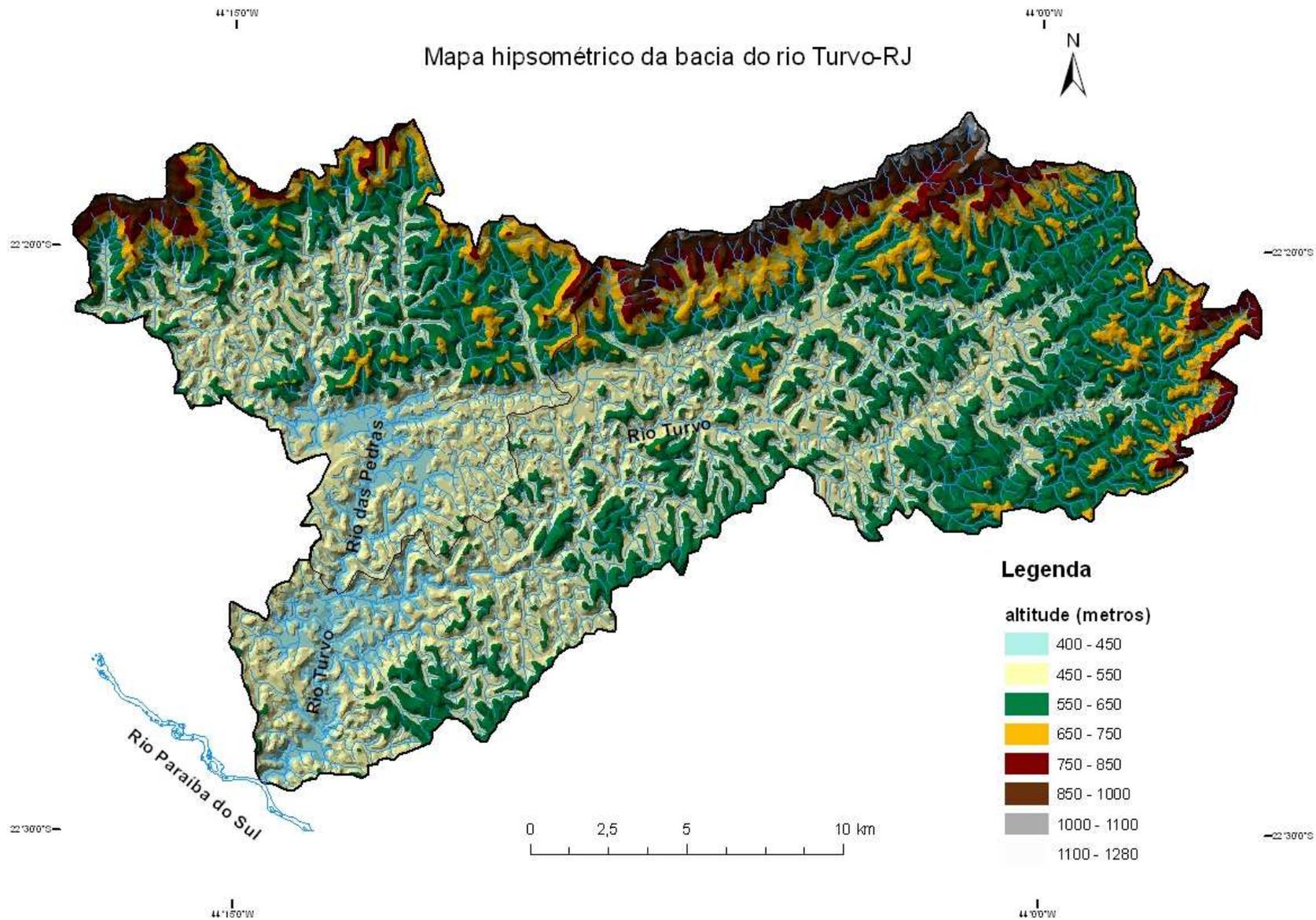


Figura 2. Mapa hipsométrico da bacia do rio Turvo-RJ.

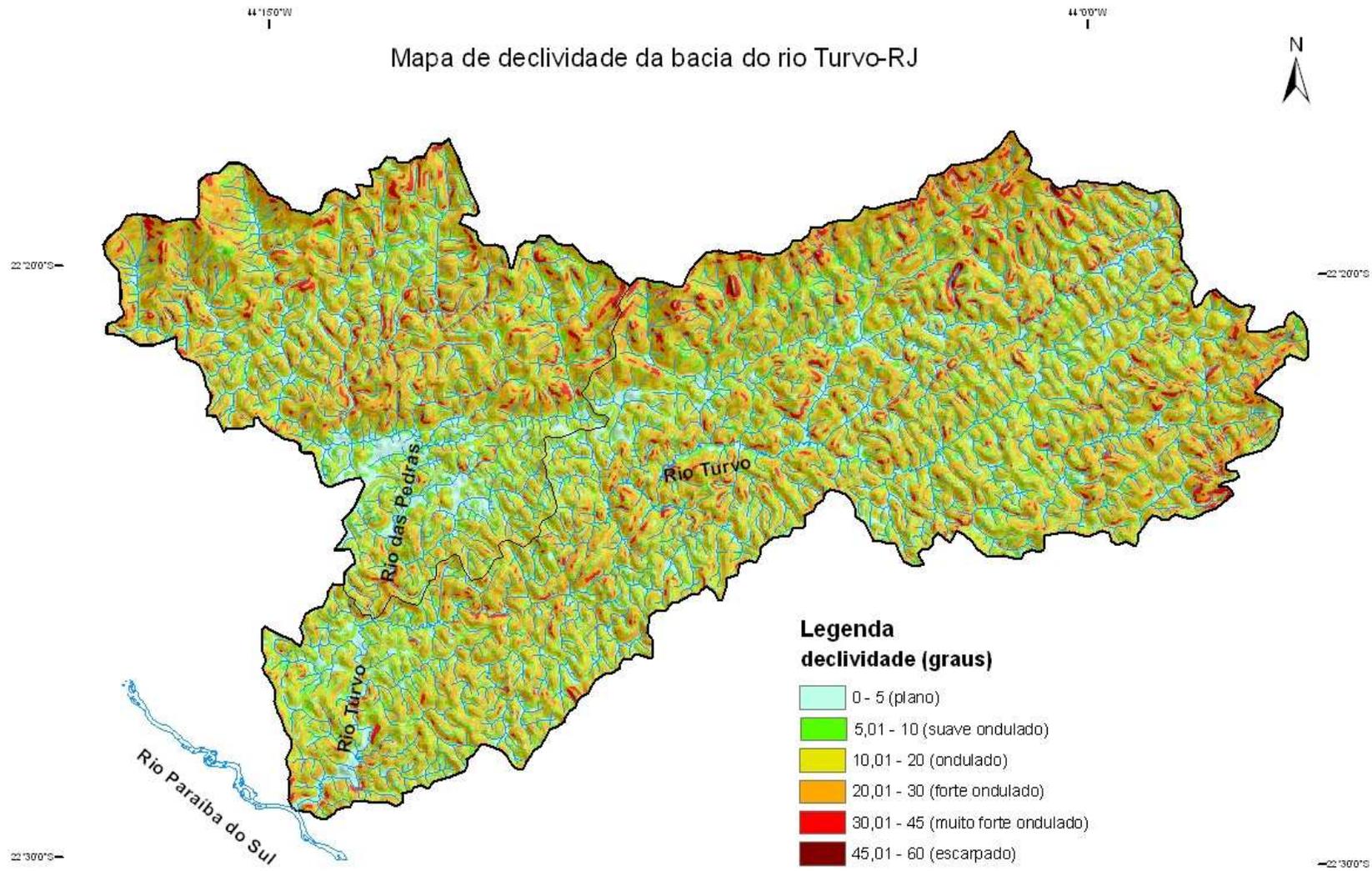


Figura 3. Mapa de declividade da bacia do rio Turvo. Fonte: mapa base IBGE, 1:50.000.

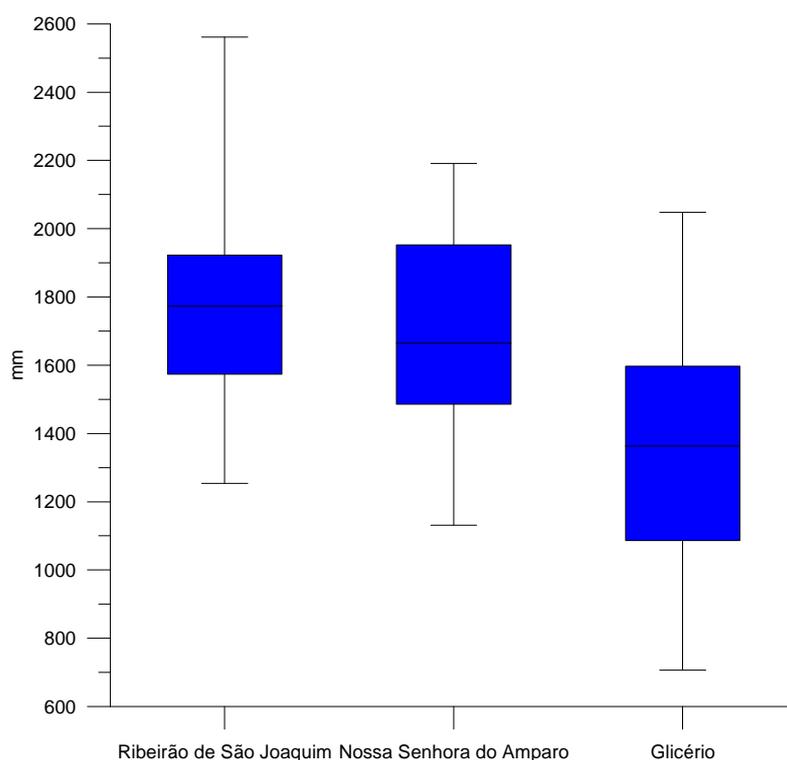


Figura 5. Box Plot das séries históricas de chuva das 3 estações estudadas.

Outra análise estatística confirmou também essa tendência, de acordo com o teste T as estações Ribeirão de São Joaquim e Nossa Senhora do Amparo são estatisticamente iguais, contudo ambas se diferem da estação Glicério, onde esta última possui valores menores de precipitação acumulada anual.

As chuvas mostraram-se mal distribuídas ao longo do ano nas 3 estações estudadas, o que é característico do clima tropical úmido. O trimestre mais chuvoso foi dezembro, janeiro e fevereiro nas estações Ribeirão de São Joaquim e Nossa Senhora do Amparo, enquanto que em Glicério foi dezembro, janeiro e março (Figura 6). Em todas as estações o trimestre mais chuvoso representou cerca de 50% da chuva anual.

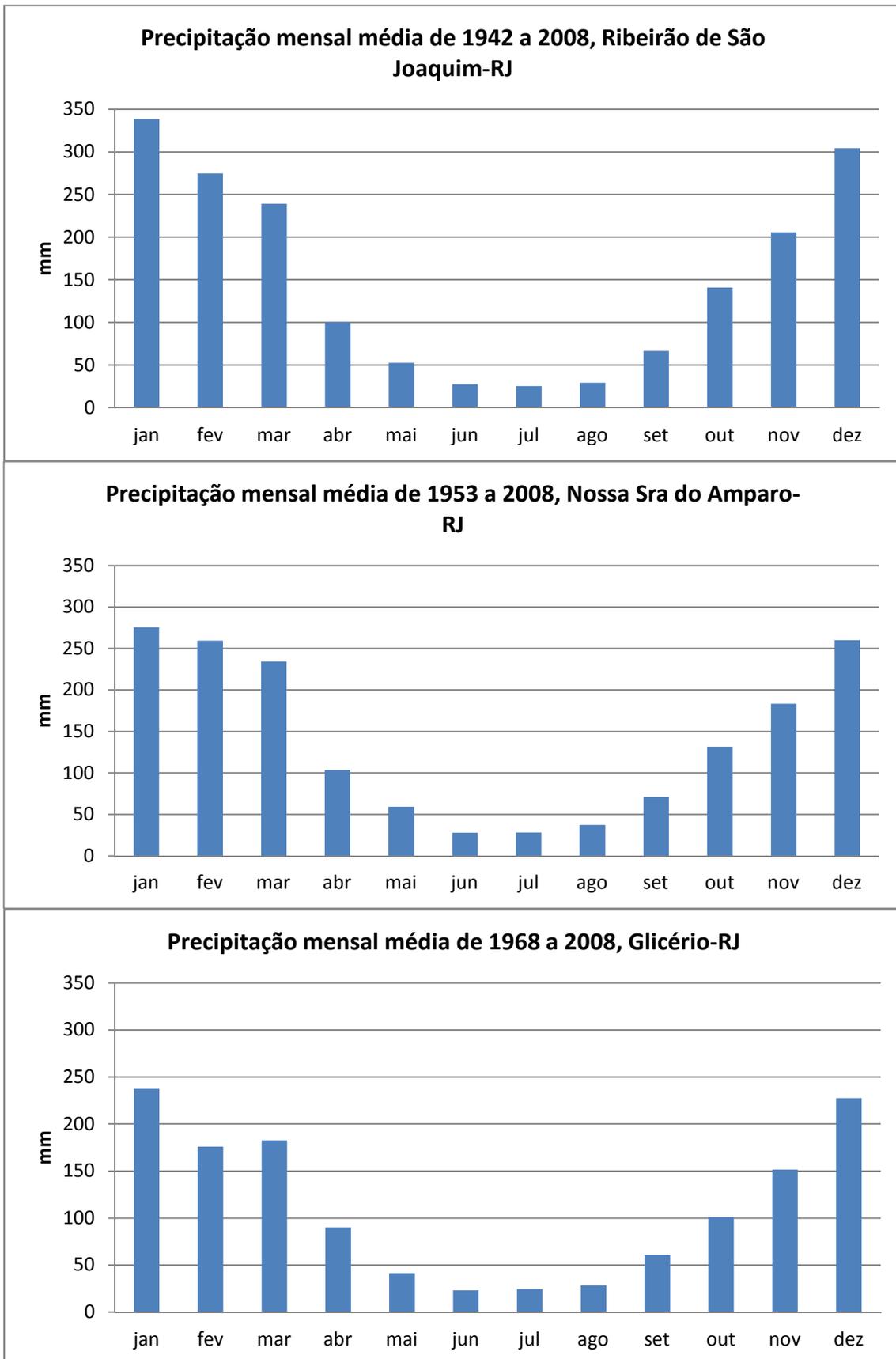


Figura 6. Histograma de distribuição das chuvas médias mensais para as estações de Ribeirão São Joaquim, Nossa Sra. Do Amparo e Glicério.

Não existe um mapa de solos detalhado da bacia do rio Turvo. Assim, as informações sobre os solos da bacia foram obtidas no mapa de solos do Estado do Rio de Janeiro, na escala 1:250.000, feito pelo CPRM. Assim, foi feita uma adaptação do mapa base do Rio de Janeiro para a bacia do rio Turvo (Figura 7). De acordo com este mapeamento, a bacia do rio Turvo apresenta apenas 3 classes de solos: Latossolos, Argissolos e os Cambissolos.

Os Cambissolos, que são considerados solos jovens com horizonte B incipiente, ocorrem em áreas de relevo mais íngreme, como no compartimento da escarpa de falha e bem no alto curso, na porção noroeste da sub-bacia do rio das Pedras. Os argissolos, que são solos que apresentam horizonte B textural e em geral são solos profundos e mais evoluídos, surge em áreas de colinas rebaixadas, situadas principalmente no baixo curso da sub-bacia do rio das Pedras e no baixo curso do rio Turvo. Por fim, ocorrem os Latossolos, que são solos profundos e bastante intemperizados, na maior parte da bacia do rio Turvo. Destacamos que, devido a grande generalização do mapa fonte, os solos da bacia do rio Turvo aparecem com apenas 3 classes individualizadas.

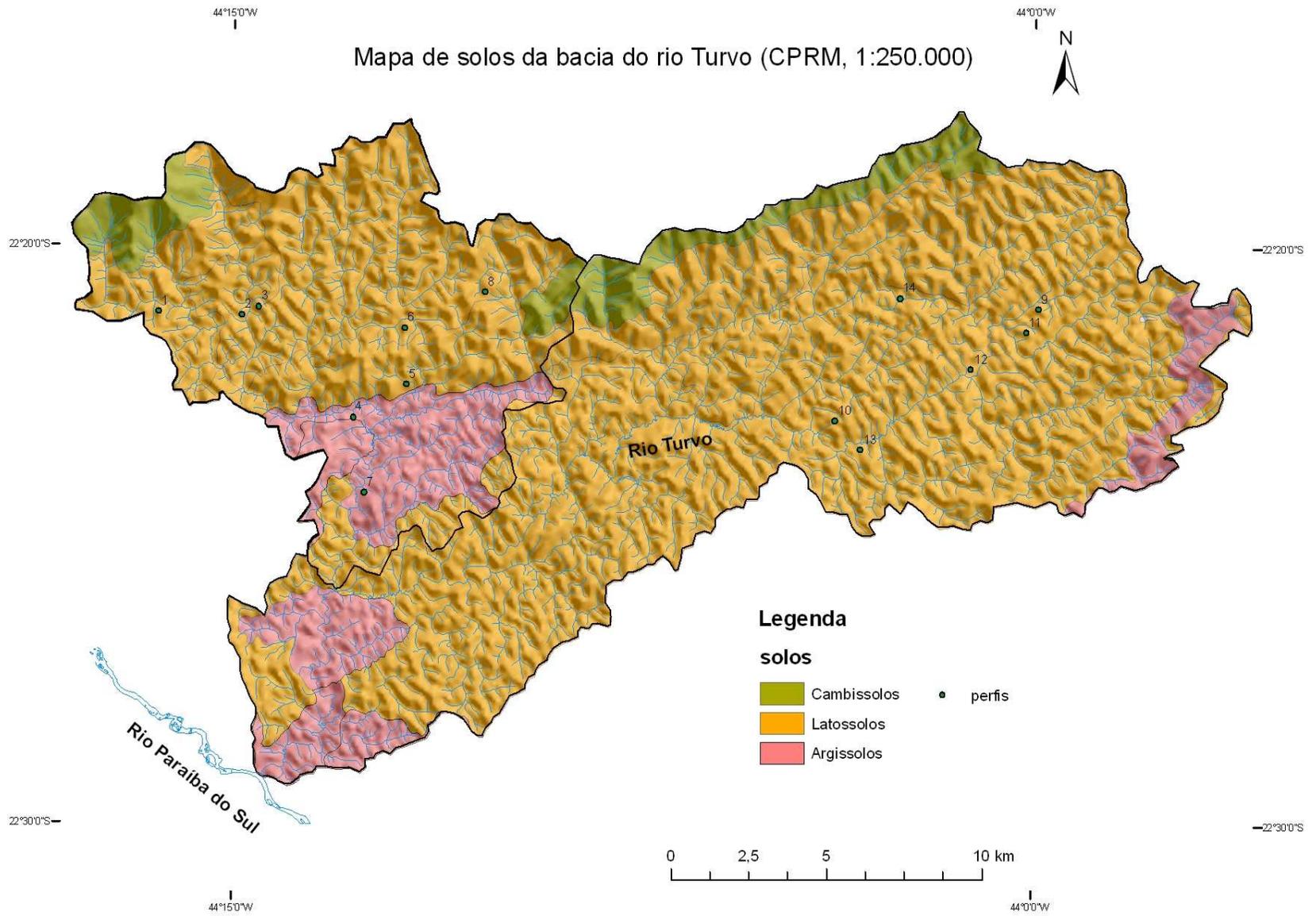


Figura 7. Mapa de solos da bacia do rio Turvo, adaptado do mapeamento de solos do Estado do Rio de Janeiro feito pelo CPRM, na escala 1:250.000.

5. METODOLOGIA

A bacia do rio Turvo ainda é pouco conhecida de forma sistemática, entretanto, em algumas excursões pela bacia pode-se perceber diferenças em relação a bacia do rio Bananal, que drena a vertente Serra do Mar desaguardo próximo a bacia do rio Turvo. Desta maneira, a construção metodológica foi direcionada no sentido de se conhecer as formas predominantes da bacia do rio Turvo, a magnitude dos processos erosivos-deposicionais referentes aos dois períodos de instabilidade morfo-dinâmica que ocorreram na região e o papel dos processos de denudação química na evolução geomorfológica da bacia. Desta forma, os procedimentos metodológicos foram agrupados visando atender esses 3 grupos de questionamentos.

5.1 Mapeamento das formas

Nesta fase da pesquisa buscou-se conhecer as principais feições geomorfológicas existentes na bacia (Figura 8), objetivando responder a três perguntas: o que (feições existentes)?; quanto (frequência)?; e onde (distribuição espacial)? Assim, procedeu-se a elaboração do mapeamento geomorfológico identificando as seguintes feições:

- a. Depressões fechadas em divisores de drenagem - Indicador de atuação de processos de denudação química;
- b. Concavidades estruturais suspensas – Indicador de ocorrência de feições desenvolvidas sob controle estrutural através de

mecanismos principais de “*seepage erosion*”, conforme descrito por Avelar e Coelho Netto, 1992.

- c. Concavidades estruturais ajustadas - Indicador de ocorrência de feições desenvolvidas sob controle estrutural através de mecanismos principais de “*seepage erosion*”, conforme descrito por Avelar e Coelho Netto, 1992.;
- d. Concavidades abertas - Indicador de trabalho mecânico ocasionado por solapamento fluvial na base da encosta.
- e. Voçorocas; Indicador de trabalho mecânico por mecanismos principais de “*seepage erosion*”
- f. Planícies de inundação – Indicador de processos fluviais atuais;
- g. Leques aluviais – Indicador de processos de encostas antigos;
- h. Terraços fluviais – Indicador de processos fluviais antigos;
- i. Knickpoints – Indicador de controle estrutural da rede de drenagem e seus respectivos processos geomorfológicos.



Figura 8. Principais feições geomorfológicas mapeadas na bacia do rio Turvo. A) Planície de inundação; b) terraço fluvial; c) afloramento rochoso; d) leque aluvial; e) voçorocas e f) depressões fechadas em divisores de drenagem.

Para realizar o mapeamento geomorfológico da bacia do rio Turvo, foram adquiridas um total de 44 fotografias aéreas que cobriam toda a bacia. As fotos são do vôo O-869, escala 1:30.000, ano 2005. Foram utilizadas 2 bases topográficas de referência: uma disponibilizada em forma digital pelo

IBGE, referente as cartas Resende, Nossa Senhora do Amparo e Barra do Piraí, ambas na escala 1:50.0000; e outra baseada nas cartas Vila Pombal, Quatis, Ribeirão São Joaquim, Falcão, São José do Turvo e Volta Redonda-N, editadas pelo Serviço Cartográfico do Exército, na escala 1:25.000. Com a utilização da estereoscopia foi realizada a restituição da rede de drenagem.

5.1.1 Análises morfométricas

A utilização de técnicas quantitativas em estudos geomorfológicos é de uso antigo e recorrente na Ciência Geomorfológica. Dentro dessa abordagem, destacam-se os trabalhos clássicos de Horton (1945) e Strahler (1952) que estabeleceram de forma sistemática o estudo quantitativo em bacias hidrográficas. Nesse sentido, diversos trabalhos buscaram descrever e classificar diferentes formas do relevo e sistemas hidrográficos, aprimorando as técnicas e incorporando um número cada vez maior de variáveis.

Dentro desse arcabouço técnico de parâmetros, os índices mais usados foram: hierarquia de canais, área da bacia, perímetros, densidade de rios, densidade drenagem, gradiente, entre outros. Desses parâmetros derivaram diversos outros, principalmente, a partir da combinação de dois ou mais elementos. Meis *et. al.* (1982) propuseram uma técnica de classificar bacias de 2ª ordem, estabelecidas pelo método de Strahler (1952), a partir da compartimentação topográfica segundo classes de amplitude de relevo pré-estabelecidas. De acordo com Coelho Netto *et. al.* (2005) o método descrito acima tem sido muito valioso para a análise espacial dos processos de denudação em escala regional (1:50.000). Entretanto, os autores ressaltam que

para avaliação de processos geomorfológicos específicos, como os deslizamentos em encostas, é necessário considerar outras variáveis como a declividade e a densidade de drenagem. Assim, propuseram um novo parâmetro para avaliação da susceptibilidade a ocorrência de processos erosivos em encostas, especificamente os diferentes tipos de deslizamentos, o Índice de Eficiência de Drenagem (IED), que cruza o gradiente topográfico com a densidade de drenagem em bacias de 2ª ordem.

A análise morfométrica foi desenvolvida sobre a base topográfica na escala 1:50.000, compondo as cartas Resende, Nossa Senhora do Amparo e Barra do Piraí, todas editadas pelo IBGE. A rede de drenagem foi adensada a partir do uso das cartas Quatis, Vila Pombal, Falcão, Ribeirão de São Joaquim, São José do Turvo e Volta Redonda N, na escala 1:25.000, elaboradas pelo Serviço Cartográfico do Exército.

Foram aplicados os seguintes índices morfométricos na bacia do rio Turvo: compartimentação topográfica (Meis, *et. al.* 1982), gradiente topográfico, densidade de drenagem e índice de eficiência de drenagem (Coelho Netto, *et. al.* 2005).

A compartimentação topográfica seguiu o modelo proposto por Meis *et. al.* (1982), onde os autores definiram o uso de bacias de 2ª ordem como o recorte para análise topográfica. A partir da delimitação das bacias de 2ª ordem, calcula-se a amplitude do relevo através da diferença entre a cota mais elevada e a mais baixa. Com o desnível calculado para cada bacia de 2ª ordem, agrupa-se as bacias em 4 classes de amplitude: de 0 a 100 metros (colinas suaves), de 101 a 200 metros (colinas dissecadas), de 201 a 400 metros (degraus/serras reafeiçoados) e maior que 400 metros (degraus

escarpados). A aplicação deste método permite fazer uma análise regional dos processos de denudação predominantes em cada compartimento.

O índice de eficiência de drenagem (IED) foi estabelecido por Coelho Netto *et. al.* (2005), com o intuito de incorporar outras variáveis morfométricas para análise de processos geomorfológicos em bacias de drenagem. O IED é assim definido:

$$IED = G \times Dd$$

Onde: G é o gradiente da bacia (adimensional) e Dd é a densidade de drenagem, que podem ser definidos por:

$$G = Amp \times Le$$

Onde: Amp é a amplitude de relevo da bacia, calculada pela diferença entre a cota mais alta e a cota mais baixa; e Le é o comprimento do eixo da bacia, estabelecido seguindo a orientação do canal principal.

$$Dd = \frac{Lc}{A}$$

Onde: Lc é o comprimento total dos canais e A é a área da bacia. O resultado é dado em km/km².

Para facilitar a comparação entre os diferentes índices trabalhados, foi estabelecido a técnica do quantil para divisão das classes de todos os mapas, correlacionando qualitativamente como baixo, médio e alto.

5.2 Volumetria dos depósitos fluviais e Taxa de Sedimentação (Ts)

Para avaliar o impacto dos dois ciclos erosivos-deposicionais na bacia do rio Turvo e comparar com a bacia do rio Bananal, foram calculadas a volumetria dos depósitos fluviais e a Taxa de Sedimentação, descritos por

Dantas (1995). O volume dos depósitos retidos nos fundos de vale foi obtido por meio de mensurações de campo sobre a espessura do pacote sedimentar, utilizando uma trena foi calculado a altura do depósito até a altura do nível de água do rio, e depois foi calculado a altura da lamina de água fluvial e, por meio de aero-fotogrametria, utilizando-se fotografias aéreas (escala 1:30.000) e cartas topográficas (1:25.000 e 1:50.000), com o objetivo de calcular a área ocupada pelo depósito sedimentar. A partir do produto entre a espessura e a área do depósito, obtém-se um volume estimado de sedimentos estocados em uma sub-bacia. Entretanto, como as encostas se prolongam para dentro dos depósitos, esses valores iniciais estão superestimados e, por isso, Dantas (1995) criou o Índice de Sedimentação de Vales (ISV) (figura 9), com o intuito de calibrar esses valores, onde:

$$ISV = \frac{P_s}{P.b.h}$$

Onde:

P_s = área do perfil real do pacote sedimentar;

$P.b.h$ = área do perfil geométrico de um retângulo formado pelo produto da espessura pela área do depósito.

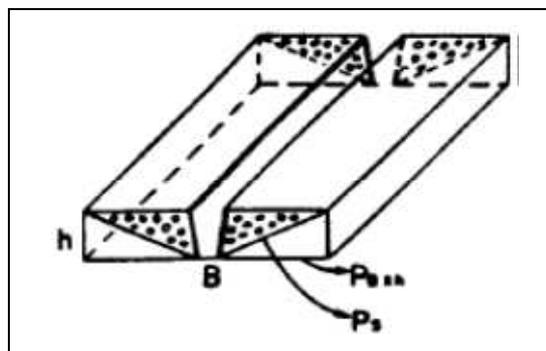


Figura 9. Desenho esquemático mostrando a composição do ISV, Dantas (1995).

Para o estabelecimento do perfil real foram confeccionados perfis topográficos em escala 1:25.000 com intervalos constantes de 1 km ao longo dos rios principais, com destaque para as áreas com maior ocorrência de depósitos fluviais.

A partir da volumetria dos depósitos estimada para toda a bacia do rio Turvo foi realizado o cálculo da Taxa de Sedimentação, correlativo aos dois ciclos de instabilidade morfodinâmica identificados na região por Coelho Netto *et al* (1994). Para uma análise comparativa a bacia do rio Turvo foi também avaliada em detalhe através de 3 sub-bacias que apresentaram os mais espessos terraços fluviais, são elas: sub-bacia do rio das Pedras, sub-bacia do rio Cachimbal e sub-bacia do rio do Ramalho.

Dantas (1995) definiu a seguinte fórmula para o cálculo da Taxa de Sedimentação (Ts):

$$Ts = D \cdot h \cdot t^{-1} \text{ (m}^3\text{/ano), onde:}$$

Ts = Taxa de sedimentação

D = área do depósito

h = espessura do depósito

t = duração do evento erosivo-deposicional

Para análise comparativa entre diferentes segmentos da bacia do rio Turvo foi adicionado à fórmula o parâmetro comprimento do canal principal, assim:

$$Ts = D \cdot h \cdot C(\text{km}^{-1}) \cdot t^{-1} \text{ (m}^3\text{/km/ano), onde:}$$

C = comprimento do canal.

5.3 Estratigrafia de depósitos em fundos de vale e datação por C¹⁴

Nos depósitos fluviais, foram levantados 9 perfis estratigráficos em diferentes pontos da bacia do rio Turvo. Nesses perfis foram descritos a altura e a individualização das camadas de sedimentos. Foi coletada uma amostra de cada camada de sedimento para fins de caracterização granulométrica. A análise granulométrica seguiu o método de Folk (1968).

A fim de comparar ambientes sedimentares uns com os outros em termos quantitativos, Folk & Ward (1957) escreveram um trabalho que apresenta uma metodologia estatística no tratamento dos sedimentos. Os autores destacam que é necessário adotar medidas precisas de tamanho médio, classificação e outras propriedades de distribuição de frequência. Estas propriedades podem ser determinadas matematicamente pelo método dos momentos ou graficamente através da leitura percentis selecionados fora das curvas acumulativa. A escala granulométrica utilizada neste estudo foi a escala ϕ ou escala de Wentworth.

Os parâmetros estatísticos elaborados por Folk & Ward (1957) que foram considerados neste estudo são: média, seleção (desvio padrão), assimetria, curtose além da classificação dos sedimentos. Os parâmetros são detalhados a seguir:

- a) **Média ($M\phi$)** – tamanho do grão médio - permite saber se, em média, as partículas que constituem uma distribuição, são mais ou menos grosseiras do que as de outra distribuição; frequentemente, está relacionado com a intensidade do agente de transporte e/ou com os

níveis energéticos do ambiente deposicional. Sua fórmula foi definida como:

$$M_{\phi} = \frac{\phi_{84} + \phi_{16}}{2}$$

b) **Seleção (desvio padrão) (σ_1)** – reflete o grau de seleção da amostra. Sua fórmula é definida como:

$$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

O resultado obtido é classificado segundo as seguintes classes.

desvio padrão (σ_1)	classificação
< 0,35	muito bem selecionado
0,35 a 0,50	bem selecionado
0,50 a 0,71	moderadamente bem selecionado
0,71 a 1,0	moderadamente selecionado
1,0 a 2,0	mal selecionado
2,0 a 4,0	muito mal c selecionado
> 4,0	Extremamente mal selecionado

c) **Assimetria (SK_I)** – assimetria é um importante parâmetro na distribuição de uma curva, pois avalia o conjunto da distribuição em função das medidas de tendência central. Curvas simétricas não formam caudas, pois o conjunto está próximo e dividido em relação as medidas centrais, enquanto curvas assimétricas refletem o prolongamento da curva (cauda) para frações distantes das medidas centrais. Sua fórmula é dada por:

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

O resultado obtido é classificado segundo as seguintes classes:

Assimetria (SK_i)	classificação
+1,00 a +0,30	fortemente assimétrica no sentido dos finos
+0,30 a +0,10	assimétrica no sentido dos finos
+0,10 a -0,10	aproximadamente simétrica
-0,10 a -0,30	assimétrica no sentido dos grosseiros
-0,30 a -1,00	fortemente assimétrica no sentido dos grosseiros

- d) **Curtose (K_G)** - As curvas de distribuição granulométrica podem ser mais achatadas ou mais proeminentes do que a curva normal. Esse tipo de desvio relativamente à curva normal é expresso pela angulosidade da curva. Sua fórmula é dada por:

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44 (\phi_{75} - \phi_{25})}$$

O resultado obtido é classificado segundo as seguintes classes:

Curtose (K_G)	classificação
<0,67	Muito platicúrtico
0,67 a 0,90	Platicúrtico
0,90 a 1,11	Mesocúrtico
1,11 a 1,50	Leptocúrtico
1,50 a 3,00	Muito leptocúrtico
>3,00	Extremamente leptocúrtico

Conhecer a idade dos depósitos fluviais é uma forma de correlacionar os processos erosivos-deposicionais que ocorreram na bacia do rio Turvo com os que foram identificados para a bacia do rio Bananal. Para tanto, após a identificação dos níveis de terraço principais, procedeu-se o levantamento de perfis estratigráficos para caracterizar a organização dos sedimentos bem como proceder a coleta de material para datação por Carbono¹⁴. Contudo, vale destacar que não foi o objetivo deste estudo analisar os sedimentos

estratigraficamente, mas sim apenas posicionar a amostra de C¹⁴ dentro das camadas do perfil.

Desse total, foram coletadas 15 amostras de carvão para datação por Carbono 14 pelo método acelerado (AMS), com o intuito de identificar os períodos de instabilidade morfodinâmica já identificados na bacia do rio Bananal (Dietrich *et al.*, 1991; Coelho Netto *et al.*, 1994; Coelho Netto, 1999), tomados como referencial verdadeiro neste estudo. Foram valorizadas as camadas mais profundas do depósito, com intuito de identificar a idade de início da acumulação do pacote. Essas análises foram feitas na Australian National University (ANU), em parceria com os professores Keith Fifild e Brad Pilans.

Segundo Taylor (2000), apesar do surgimento de novas técnicas de datação nas últimas décadas, a datação por radiocarbono continua a fornecer a ordem cronológica fundamental, direta ou indiretamente, para a maioria das investigações referente aos últimos 500 séculos de pré-história.

5.4 Caracterização de solos e regolitos

Esse estágio de investigação está baseado na premissa de que se consideramos que a sub-bacia do rio Pedras encontra-se em um estágio mais avançado de evolução que o restante da bacia do rio Turvo, devido apresentar de forma mais comum feições erosivas e deposicionais, acredita-se que por outro lado, os perfis de intemperismo deverão ser menos evoluídos e os solos típicos de áreas de relevo movimentado, como os Cambissolos. Desta forma, pretende-se classificar os tipos de solos existentes em alguns topos pré-

selecionados na bacia do rio Turvo e na sub-bacia do rio Pedras e caracterizar perfis de intemperismo em alguns topos na bacia do rio Turvo e na sub-bacia do rio Pedras.

Foram levantados de 14 pontos com abertura de trincheiras e sondagens em diferentes pontos da bacia do rio Turvo e da sub-bacia do rio Pedras, levando em consideração as principais unidades litológicas e os compartimentos topográficos, a fim de maximizar a comparação entre as áreas. Nesses pontos seguiram-se as seguintes etapas:

1. Abertura de trincheiras de 1 m² por 2 m de profundidade;
 - a. Descrição e classificação do perfil de solo (EMBRAPA, 1999);
 - b. Coleta de amostras indeformadas, com extrator e anel de kopecky, dos principais horizontes;
 - c. Coleta de amostras indeformadas em caixa de kubiena;
 - d. Coleta de amostras deformadas dos principais horizontes.
2. Tradagem manual no fundo da trincheira em topos de difícil acesso, atingindo até 5 metros de profundidade;
 - a. Coleta de amostras deformadas.

Após a coleta das amostras foram encaminhadas as seguintes análises laboratoriais:

Análises físicas

1. Granulometria (frações areia grossa, areia fina, silte e argila; obtida pelo método da EMBRAPA;
2. (ρ)Densidade aparente (g/cm³); obtida através de coleta de amostra em anel de volume conhecido;

3. (ρ_s) Densidade real dos grãos (g); obtida em laboratório pelo método do picnômetro (ABNT);
4. (α) Porosidade total; obtida pela seguinte equação:

$$\alpha = 1 - \frac{\rho}{\rho_s}$$

Análises químicas

Condições Analíticas semi-quantitativas

A composição química do material foi obtida a partir de análise por fluorescência de raios-X. O equipamento utilizado foi um Espectrômetro por Fluorescência de Raios-X PW2400 da Philips, do Depto. de Geologia da UFRJ, que é munido de tubo de Rh de 3 KW de potência, seis cristais analisadores e dois detetores (selado e fluxo). O software utilizado para as análises foi o SemiQ, desenvolvido pela Philips e que acompanha o equipamento.

A perda ao fogo foi determinada através da obtenção do peso da amostra antes e depois da mesma ser levada a 950°C por meia hora. Os elementos foram detectados a partir da fusão de 1,0 g de pó do material misturados com 7g de tetraborato de lítio. As condições analíticas para a dosagem dos elementos presentes nas amostras foram: detetores selado e de fluxo, cristais analisadores PET, Ge, PX1, PX3 e LIF200 e potência do tubo 24 KV e 90 mA ou 50 KV e 50 mA, dependendo do elemento químico a ser detectado. Com base em análises de padrões, o erro analítico relativo estimado é: Si, Al (<1%), Fe, Mg, Ca (1-2%), Ti, Na, K (3-5%), P e outros elementos traços ($\leq 6\%$). As curvas de calibração foram obtidas a partir da análise de padrões de óxidos puros dos elementos.

O conteúdo total de silício (Si), alumínio (Al), ferro (Fe), cálcio (Ca), magnésio (Mg), potássio (K), sódio (Na), fósforo (P), manganês (Mn), zinco (Zn) e titânio (Ti) foi determinado em termos percentuais por fluorescência de raios X (XRF), no Laboratório de Fluorescência de Raios X da UFRJ, sob responsabilidade do Prof. Julio Mendes.

Índices de intemperismo

A partir da análise granulométrica, foi aplicado o índice textural silte/argila para o refinamento dos dados. Este índice é usado como um indicador do estágio de intemperismo (Wambeke, 1962). Resultados próximos a 1 indicam proporções semelhantes de silte e argila, da mesma forma que superior a 1 reflete uma superioridade de silte e inferior a 1 uma predominância da argila.

Com a obtenção das análises químicas foram aplicadas as relações moleculares $k_i = (\% \text{SiO}_2 \times 1,70) / \% \text{Al}_2\text{O}_3$ e $k_r = (\% \text{SiO}_2 \times 1,70) / [\% \text{Al}_2\text{O}_3 + (\% \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,64)]$, amplamente reconhecida na literatura como bom indicador do estágio de intemperização dos materiais. O índice k_i é a relação molecular entre a sílica e a alumina, enquanto o k_r é a relação molecular entre sílica e sesquióxidos de alumínio e ferro. O k_i fornece uma estimativa do grau de intemperismo de solos tropicais e subtropicais, apresentando uma estimativa da relação caulinita e gibbsita nos solos. O índice k_r é semelhante ao k_i , porém, mais apropriado para indicar o grau de alteração dos minerais em solos onde a alta taxa de formação de óxidos de ferro contrasta com os baixos teores de alumina.

A interpretação dos valores de k_i e k_r , conforme Embrapa (2006), se verifica da seguinte forma:

- $k_i > 0,75$ e $k_r > 0,75$ sugerem solos cauliníticos;
- $k_i > 0,75$ e $k_r \leq 0,75$ sugerem solos cauliníticos-oxídicos;
- $k_r \leq 0,75$ sugere solos oxídicos (hematíticos ou goethíticos);
- $k_i \leq 0,75$ e $k_r \leq 0,75$ sugerem solos gibbsíticos/oxídicos;
- $k_i > 2,2$ sugere presença abundante de argilominerais 2:1

Os índices k_i e k_r têm se mostrado apropriados para caracterização de amostras de solos, principalmente dos Latossolos.

Price e Velbel (2003) realizaram um estudo onde avaliaram a eficiência dos principais índices de intemperismo encontrados na literatura. A tabela 2 mostra esses índices.

Tabela 2. Principais índices de intemperismo obtidos na literatura

Índice	fórmula	Referência principal
R	$R = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	Ruxton (1968)
WIP	$WIP = 100 \times \left[\left(\frac{2Na_2O}{0.35} \right) + \left(\frac{MgO}{0.9} \right) + \left(\frac{2K_2O}{0.25} \right) + \left(\frac{CaO}{0.7} \right) \right]$	Parker (1970)
V	$V = \frac{Al_2O_3 + K_2O}{MgO + CaO + Na_2O}$	Vogt (1927) (ver também Roaldset, 1972)
CIA	$CIA = 100 \times \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O} \right)$	Nesbitt and Young (1982)
CIW	$CIW = 100 \times \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O} \right)$	Harnois (1988)
PIA	$PIA = 100 \times \left(\frac{Al_2O_3 - K_2O}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O} \right)$	Fedo et al. (1995)
STI	$STI = 100 \times \left(\frac{\frac{SiO_2}{TiO_2}}{\frac{SiO_2}{TiO_2} + \frac{SiO_2}{Al_2O_3} + \frac{Al_2O_3}{TiO_2}} \right)$	de Jayawardena e Izawa (1994)

Esses índices foram avaliados no sentido de qual melhor se aplica as condições ambientais (principalmente tipo de rocha e clima) da bacia do rio Turvo. Ruxton (1968) propôs um índice de intemperismo simples e adequado para perfis de intemperismo desenvolvidos sobre rochas ácidas a intermediárias, com constante conteúdo de sesquióxidos durante o intemperismo. O Índice de Ruxton relaciona a perda de sílica à perda total de elementos e considera a alumina (e outros sesquióxidos) para ser imóvel durante o intemperismo. Ruxton (1968) testou R em perfis de intemperismo desenvolvidos sobre rochas ígneas e metamórficas de regiões úmidas de todo o mundo, e descobriu que R se correlacionou com a perda total de elementos.

Parker (1970) apresenta o índice de intemperismo, denominado Índice de Parker, ou o índice de intemperização de Parker (WIP) para rochas silicáticas. O índice de Intemperismo de Parker é baseado na proporção de alcalinos e alcalinos terrosos (sódio, potássio, magnésio e cálcio) presentes. Estes elementos são os mais móveis dos elementos mais importantes, e não há necessidade de assumir que a concentração dos sesquióxidos permaneça aproximadamente constante durante o intemperismo. Parker (1970) aplicou o WIP em rochas ácidas, intermediárias e básicas, obtendo bons resultados.

5.5 Depressões fechadas

Depressões fechadas são formas do relevo onde as encostas circundam uma zona de deposição, e o sedimento proveniente da erosão das encostas é retido dentro deste sistema (Norton, 1986). Por esta razão, estudos detalhados

dos sedimentos de uma depressão fechada podem fornecer informações valiosas sobre a história erosiva e sedimentar local (Gillijns, *et. al.*, 2005).

Foram realizados levantamentos topográficos e pedológicos em uma depressão fechada localizada em divisor de drenagem, na bacia do rio Flores, vizinha a bacia do rio Turvo, próximo ao distrito de Conservatória-RJ. Foram abertas e descritas 5 trincheiras distribuídas de uma borda a outra, passando pelo fundo da depressão. Foram coletadas 4 amostras, para datação por radiocarbono, de uma camada rica em matéria orgânica em profundidade no fundo de duas depressões fechadas. A rotina de análises seguiu os mesmos passos apresentados anteriormente.

6. Resultados e discussões

6.1 Análise morfométrica da bacia

6.1.1 Compartimentação topográfica

A compartimentação topográfica mostrou espacialmente a distribuição dos 4 domínios de amplitude do relevo (Figura 10). O domínio do relevo onde predomina encostas escarpadas de grande amplitude ocorre ao longo da escarpa de falha na bacia do rio Turvo, no sentido SW-NE, e nas cabeceiras da bacia do rio Pedras na posição NO. No restante das cabeceiras tanto da bacia do rio Pedras quanto do rio Turvo prevalecem bacias com amplitude entre 200 e 400 metros.

O compartimento formado por colinas convexo-côncavas, com amplitude de relevo entre 100 e 200 metros, prevalece em grande parte da bacia do rio Turvo. Esse compartimento mostrou-se presente no alto, médio e baixo curso, onde se pode observar um divisor rebaixado do rio Turvo com a bacia vizinha, o rio Flores.

As bacias com baixa amplitude de relevo, inferior a 100 metros, tiveram pouca representatividade espacial, sendo marcante no baixo curso do rio Pedras. Essa área abrange uma pequena parte da Bacia de Resende, onde predominam colinas bastantes suaves desenvolvidas sobre sedimentos terciários.

De forma geral, o mapa de compartimentação topográfica mostrou que a bacia do rio Pedras possui bacias de 2ª ordem com maior amplitude nas cabeceiras dos rios principais e ocorre uma diminuição gradual da amplitude de relevo nas bacias de 2ª ordem em direção a jusante, até o encontro com o rio Turvo. Por outro lado, considerando somente a bacia do rio Turvo, excluindo o

tributário Pedras, observa-se uma forte assimetria entre as vertentes. Os rios que drenam a vertente direita são mais longos e nascem em cabeceiras com grande amplitude de relevo, enquanto os rios da vertente esquerda são mais curtos e drenam bacias com desníveis menores.

6.1.2 Gradiente topográfico

O gradiente topográfico difere da compartimentação por incluir a distância entre o ponto mais alto e o ponto mais baixo da bacia, indicando, assim, a declividade da bacia, expressa em números absolutos. Apesar da contribuição gerada a partir do desnivelamento altimétrico, esse parâmetro não deve ser estudado de forma isolada, sendo necessário também o estudo do gradiente da bacia, pois este leva em consideração o comprimento da bacia, fornecendo uma maior especificidade aos dados gerados a partir do desnivelamento. Isso porque, bacias com mesmo desnivelamento podem possuir comprimentos diferentes, e assim, a dinâmica hídrica e sedimentológica em cada uma se dará de forma distinta. Sendo a bacia com maior gradiente mais vulnerável a processos mais significativos.

O mapa do gradiente topográfica da bacia do rio Turvo mostrou uma boa relação com o mapa de compartimentação apresentado anteriormente (Figura 11) De modo geral, as bacias com menores declividades coincidem com as que foram representadas, no mapa de compartimentação, nas classes 0 a 100 e 101 a 200 metros. Na outra ponta, as bacias com maiores declividades foram as da classe de amplitude de relevo acima de 400 metros.

6.1.3 Densidade de drenagem

Esse índice pode variar de 0,5 km/km² em bacias com drenagem pobre a 3,5 km/km², ou mais, em bacias bem drenadas. (Villela e Mattos 1975, apud Cardoso *et.al* 2006). Segundo Cardoso *et.al* (2006), esse índice fornece uma indicação da eficiência da drenagem da bacia, pois indica o grau de desenvolvimento do sistema de drenagem, e seu estudo aponta para a maior ou menor velocidade com que a água deixa a bacia hidrográfica. Esses dados ajudam, portanto, no planejamento do uso da bacia hidrográfica.

A densidade de drenagem mostrou-se maior principalmente nas áreas do médio curso das bacias do rio Pedras e Turvo (Figura 12). As cabeceiras de drenagem, ou seja, as bacias de 2^a ordem que limitam os divisores das bacias dos rios Pedras e Turvo apresentaram, predominantemente, baixas densidade de drenagem quando comparadas as demais. Essa característica sugere que a densidade de drenagem não possui uma boa relação com a amplitude do relevo nem com o gradiente topográfico. Outras características parecem influenciar significativamente na densidade de drenagem, dentre elas a área da bacia e a litologia e/ou estruturas geológicas. Assim, provavelmente, áreas com litologias mais resistentes, como os quartzitos, e com baixa densidade de fraturas, devem resultar em valores de densidade de drenagem mais baixos quando comparados com áreas litologicamente mais intemperizável e altamente fraturadas.

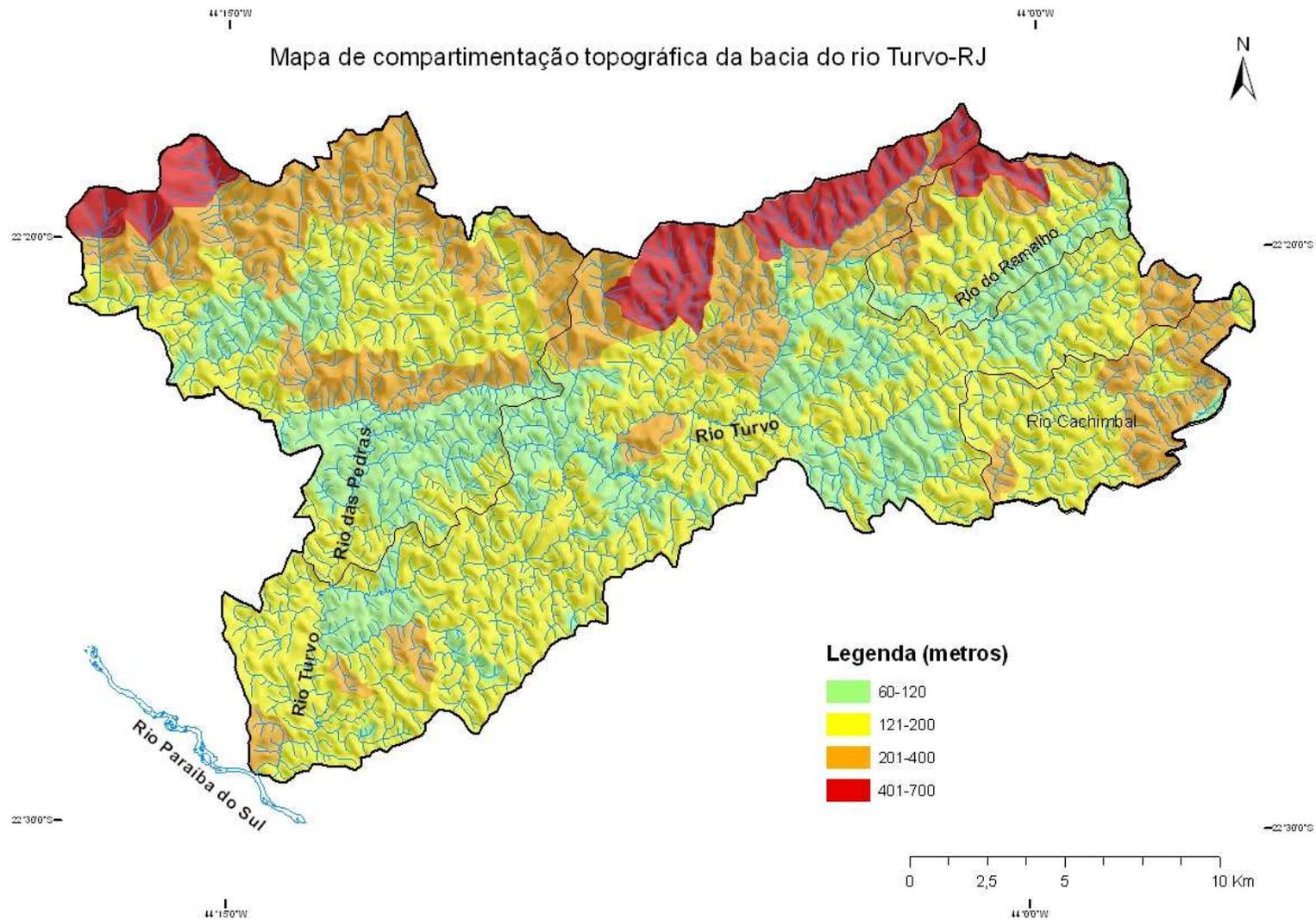


Figura 10. Mapa de compartimentação topográfica segundo proposta estabelecida por Meis et. al. 1982.

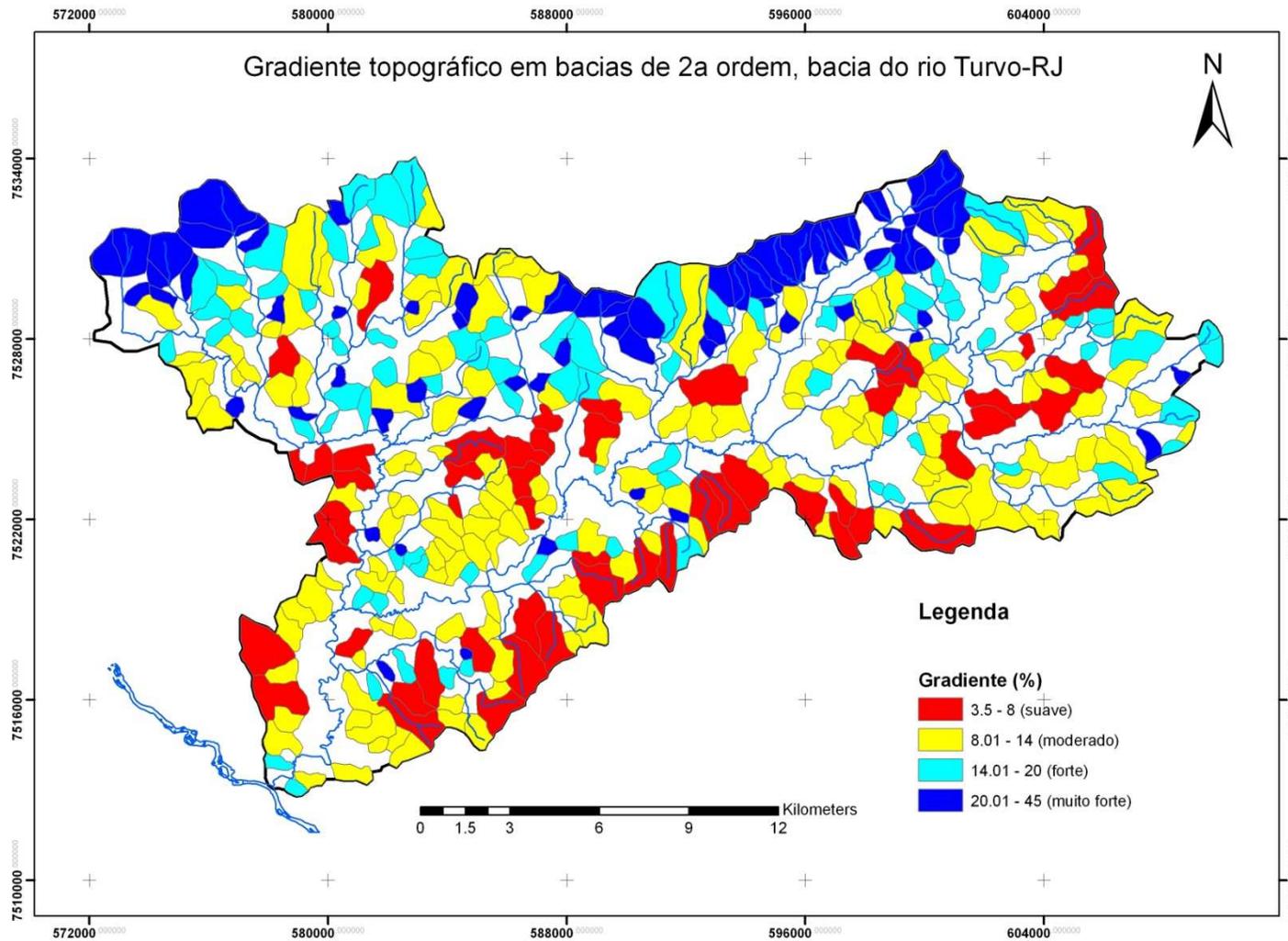


Figura 11. Gradiente topográfico em bacias de 2ª ordem da bacia do rio Turvo, com destaque para a bacia do rio Pedras

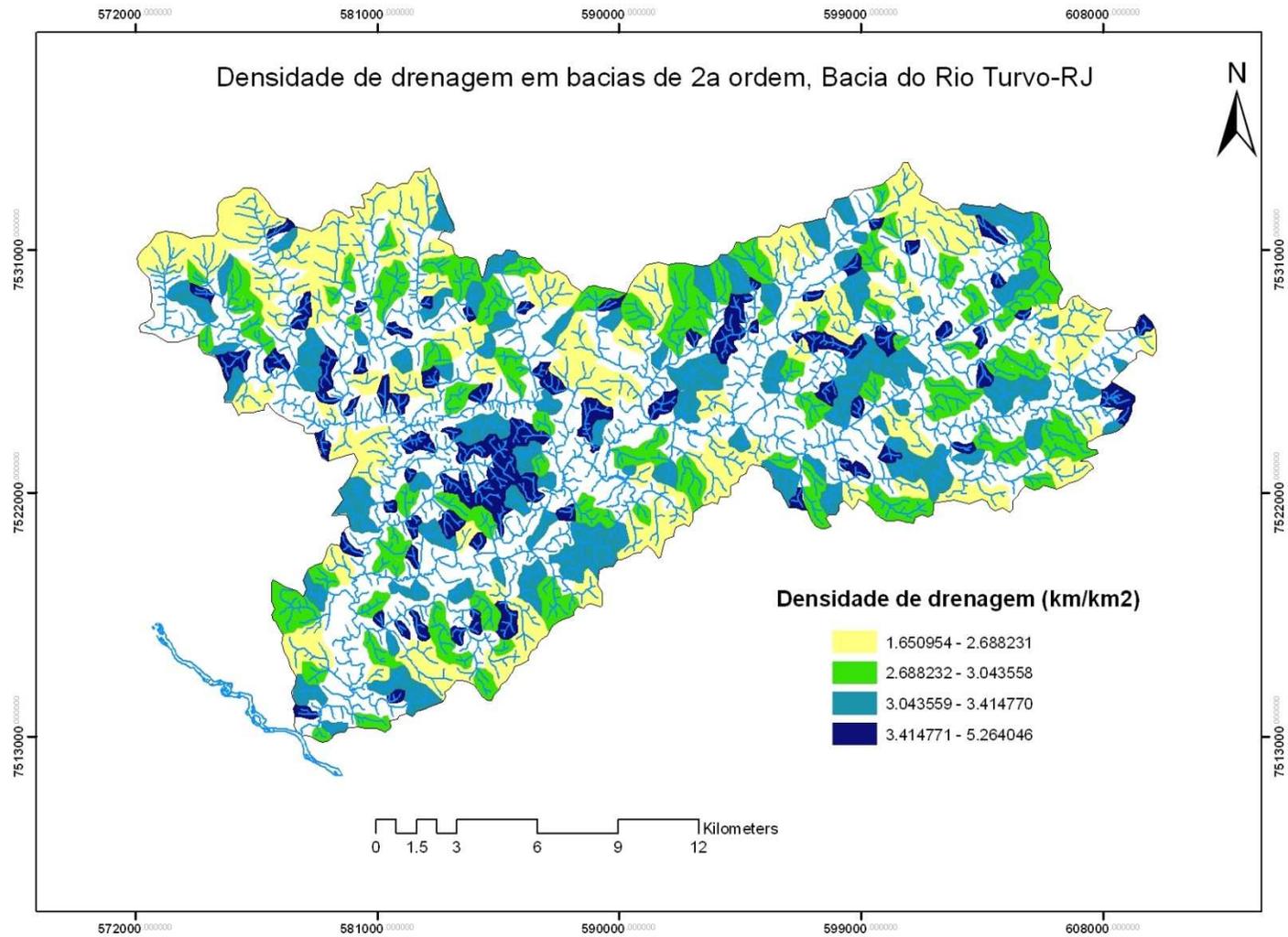


Figura 12. Densidade de drenagem em bacias de 2ª ordem da bacia do rio Turvo, com destaque para a bacia do rio Pedras.

6.1.4 Índice de Eficiência de Drenagem (IED)

O índice de eficiência de drenagem mostra a capacidade de uma bacia drenar as águas que entram através das chuvas. Nesse sentido, quanto maior for o IED maior é a capacidade de escoamento das águas, o que potencializa os riscos de erosão e minimiza a possibilidade de ocorrência de inundações.

O mapa do índice de eficiência de drenagem da bacia do rio Turvo mostrou os maiores valores nas bacias de 2ª ordem localizadas nos divisores dos rios principais do rio Pedras e na escarpa de falha situada na margem direita da bacia do rio Turvo (Figura 13). Nesse sentido, o mapa de eficiência de drenagem mostrou maior relação com o mapa de gradiente topográfico.

Os valores estabelecidos nas classes do índice de eficiência de drenagem não seguiram os propostos por Coelho Netto et. al. (2007), onde os autores definiram valores inferiores a 1 como baixo, entre 1 e 3 médio e acima de 3 alto. Ao aplicar esses intervalos na bacia do rio Turvo observamos que das 210 sub-bacias de 2ª ordem, apenas 14 ficaram na classe média e nenhuma na classe alta. O estudo realizado por Coelho Netto et. al. (2007) foi em ambiente montanhoso, com alto gradiente topográfico, assim, não se ajustou bem a bacia do rio Turvo, que tem relevo predominantemente colinoso. Nesse sentido, foi utilizada a técnica do quantil para definição de 3 classes de acordo com o universo estudado.

De modo geral, a bacia do rio Pedras apresentou índices de eficiência de drenagem altos e médios nos divisores principais e no médio curso, enquanto no baixo curso predominou valores baixos de IED. A bacia do rio Turvo, das 138 bacias de 2ª ordem mapeadas, 36% apresentaram alto IED,

29% médio e 35% baixo (Tabela 3). A distribuição espacial do IED na bacia do rio Turvo revelou que as bacias com alto IED predominaram nos divisores da vertente direita, enquanto as com baixo IED ocorrem em maior número nos divisores da vertente esquerda.

Tabela 3. Relações morfométricas entre a bacia do rio Pedras e a bacia do rio Turvo

Bacia	Nº de bacias de 2ª ordem	IED		
		Alto (%)	Médio (%)	Baixo (%)
Rio Pedras	72	33	43	24
Rio Turvo*	138	36	29	35

*Bacia do rio Turvo até a confluência com o rio Pedras.

6.2 Mapeamento das feições geomorfológicas

O mapa geomorfológico da bacia do rio Turvo (Figura 14) confirmou as observações realizadas em campo, apresentando pouca expressividade espacial de um forte trabalho mecânico, pois, sobretudo, a ocorrência de feições erosivas e/ou deposicionais foi bastante restrita a alguns pontos da bacia. Foram mapeadas 33 voçorocas ativas em toda a bacia do rio Turvo, com uma relação de 0,08 voçorocas por km². Desse total, destaca-se que 21 voçorocas foram observadas na sub-bacia do rio Pedras, possuindo uma relação de 0,16 voçorocas por km² (tabela 4).

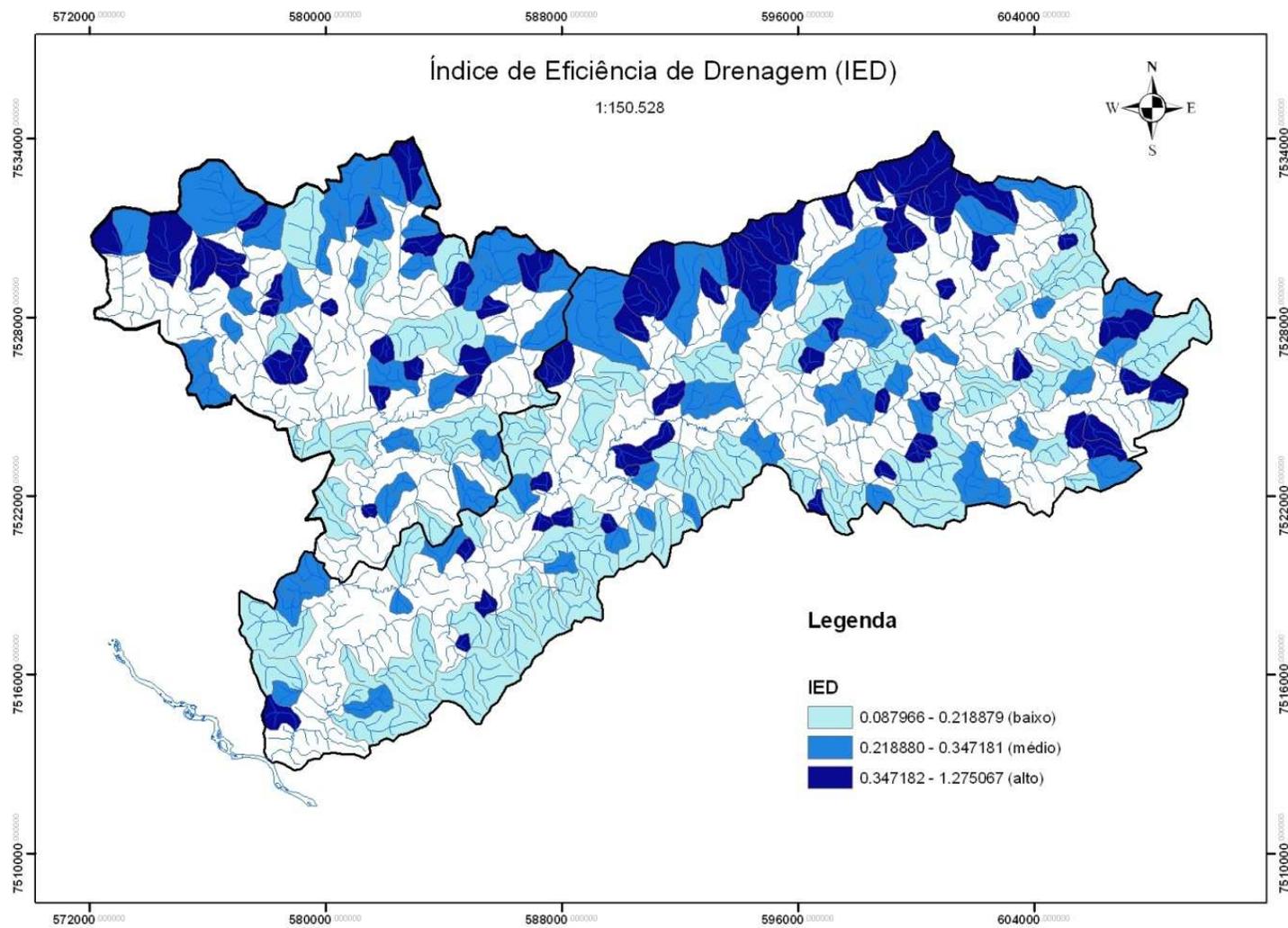


Figura 13. Mapa do índice de eficiência de drenagem em bacias de 2ª ordem da bacia do rio Turvo.

Essa característica revela uma relativa baixa atividade erosiva por voçorocamento uma vez que na bacia do rio Bananal, Cambra (1999) observou 117 voçorocas ativas na sub-bacia do rio Piracema, com uma relação de 0,9 voçorocas por km². Desta maneira, podemos dizer que na paisagem geomorfológica do MVRPS encontramos feições erosivas de forma mais freqüente na bacia do rio Bananal do que na bacia do rio Turvo, e que nesta última bacia, apresenta a sub-bacia do rio Pedras com maior concentração dessas feições.

Os depósitos mapeados e descritos em campo expressam o trabalho mecânico ocorrido na evolução geomorfológica recente da bacia do rio Turvo. De modo geral, foi observado na maior parte da bacia apenas um nível de depósito nos fundos de vale, o que representa a atual planície de inundação dos rios. Os terraços fluviais encontrados são restritos há algumas áreas da bacia, principalmente antes de confluências de canais tributários, que funcionam também como níveis de base locais. Esta característica observada difere da bacia do rio Bananal, onde os depósitos nos fundos de vale estão associados a ocorrência de níveis de base rochosos (Dantas, 1995).

Tabela 4. Comparação entre as bacias do rio Bananal e Turvo em relação a algumas feições geomorfológicas.

Parâmetro	Bacia do rio Bananal	Sub-bacia do rio Piracema	Bacia do rio Turvo	Sub-bacia do rio Pedras
Área da bacia (km ²)	518	130,6	410	132
Voçorocas	Sem informação	117	33	21
Depressões fechadas	1	1	222	16
espessura média dos terraços fluviais (m)	Sem informação	12	6,2	7,6
espessura máxima dos depósitos	23 metros	23 metros	11 metros	11 metros

O mapeamento geomorfológico revelou uma grande quantidade de depressões fechadas em divisores de drenagem, o que significa importante papel desempenhado pelos processos de denudação química. Em toda a bacia do rio Turvo foram observadas 222 depressões fechadas em divisores de drenagem, o que representa 0,54 depressões por quilômetro quadrado. Todavia, as depressões não possuem uma distribuição uniforme por toda a bacia, elas estão concentradas mais no alto curso da bacia do rio Turvo, e são menos comuns na sub-bacia do rio Pedras. Dividindo a bacia do rio Turvo, a partir da sub-bacia do rio Pedras observamos, que a densidade de depressões é bastante diferente. A sub-bacia do rio Pedras apresentou 0,12 depressões/km² enquanto a bacia do rio Turvo, excluindo a sub-bacia do rio Pedras, possui 0,74 depressões/km².

Além dessa distinção entre a sub-bacia do rio Pedras e o restante da bacia do rio Turvo, o tipo de rocha também interfere na concentração das depressões fechadas. De forma geral, as rochas somadas dos domínios Andrelândia e Juiz de fora apresentaram densidade de 0,5 depressões/km², enquanto nos Terrenos Terciários não encontramos depressões fechadas (Tabela 5). Analisando os tipos de rochas de cada domínio, observamos que o quartzito apresentou a maior densidade, sendo 1,3 de depressões/km². O quartzito predomina na área da escarpa de falha, no compartimento topográfico pré-montanhoso, com desnivelamentos superiores a 400 metros. Uagoda *et al.*(2009) e Uagoda *et al.* (2010), estudando feições cársticas em rochas não carbonáticas na bacia do ribeirão Santana, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, encontraram uma densidade de depressões fechadas de

5,1/km² em áreas de quartzito impuro, de 4,1/km² em áreas de quartzito grosseiro e de 3 depressões fechadas/km² no domínio do gnaïsse.

Tabela 5. Relação entre a ocorrência de depressões fechadas em divisores de drenagem e o tipo litológico existente

Unidade geológica	área (km²)	área (%)	número de depressões fechadas	depressões por km²
Terrenos Terciários	5,75	1,4	0	0
Formação Floriano	0,64	0,16	0	0
Formação Resende	4,20	1,02	0	0
Depósitos aluviais	0,92	0,22	0	0
Domínio Andrelândia	196,3	47,7	113	0,58
Biotita gnaïsse	135,95	33,0	50	0,42
Biotita granito	2,2	0,54	0	0
Quartzito	20,71	5,0	27	1,3
Silimanita-granada-biotita gnaïsse	37,41	9,1	36	0,96
Domínio Juiz de Fora	209,5	50,9	109	0,52
Granada biotita granito	131,70	32,0	42	0,32
Ortogranulito	13,58	3,3	1	0,07
Ortognaïsse	64,21	15,6	66	1,03

Além do quartzito, outros dois tipos litológicos apresentaram alta densidade de depressões fechadas, Silimanita-granada-biotita gnaïsse e os ortognaïsses, com 0,96 e 1,06 depressões/km² respectivamente.

Em relação aos diferentes compartimentos topográficos, foi observado que a maior concentração de depressões está no relevo com desnivelamento entre 400 e 700 metros, apresentando 0,82 depressões/km² (Tabela 6). Os compartimentos mais dissecados apresentaram menor densidade de depressões fechadas.

Tabela 6. Relação entre o número de depressões fechadas e os diferentes compartimentos topográficos.

Compartimento do relevo	área (km²)	área (%)	número de depressões fechadas	depressões por km²
60 - 120 m	87,6	21,3	42	0,48
120,01 - 200 m	195,7	47,5	104	0,53
200,01 - 400 m	97,9	23,8	51	0,52
400,01 - 700 m	30,5	7,41	25	0,82

Para Coelho Netto (2003), as depressões fechadas seriam proto-vales que podem abrir e evoluir para concavidades suspensas. Assim, a restrição de depressões fechadas na bacia do rio Bananal, aliada as ocorrências significativas de concavidades estruturais, seria um indício de estágio avançado de evolução, evidenciado pela ocorrência de rebaixamento de divisores e coalescência de vales em cabeceiras de drenagem. Por outro lado, o expressivo número de depressões fechadas encontradas na bacia do rio Turvo, sugere que esta bacia encontra-se em um estágio evolutivo mais atrasado que a bacia do rio Bananal.

6.4 Perfis estratigráficos e geocronologia

Seguindo a proposta metodológica deste estudo, de investigar a variabilidade interna dos processos geomorfológicos na bacia do rio Turvo, foram descritos e analisados perfis distribuídos por toda a bacia. A análise priorizou os depósitos fluviais antigos (terraços fluviais) e novos (planície de inundação). Assim, todos os terraços fluviais identificados pelo mapeamento geomorfológico foram verificados em campo, de modo que os mais espessos foram selecionados.

Foram feitos levantamentos em 6 terraços fluviais e em 3 planícies de inundação, distribuídos da seguinte maneira: 3 terraços (rio da Valéria, rio do Marimbondo e rio Ermo) e 2 planícies na sub-bacia do rio das Pedras (rio Barro Amarelo e no rio das Pedras); 2 terraços na sub-bacia do rio do Ramalho (rio das Palmeiras e rio do Ramalho); 1 terraço na sub-bacia do rio Cachimbal; e 1 planície de inundação do rio Turvo, após a confluência com o rio das Pedras (Figura 15).

A figura 15 apresenta também os perfis estratigráficos descritos e respectivas datações por carbono 14. Os resultados de datação por radiocarbono 14 mostraram, com bastante consistência, o período de instabilidade morfodinâmica identificado por Coelho Netto e Dietrich (1991), durante a transição pleistoceno-holoceno (10.000-8.000 anos AP) para a bacia do rio Bananal. A idade dos terraços fluviais ficaram entre 11011 e 8395 anos (tabela 6). A idade média encontrada na base dos terraços fluviais foi de 10245 anos AP com um desvio padrão de 835 anos e um coeficiente de variação de 8%.

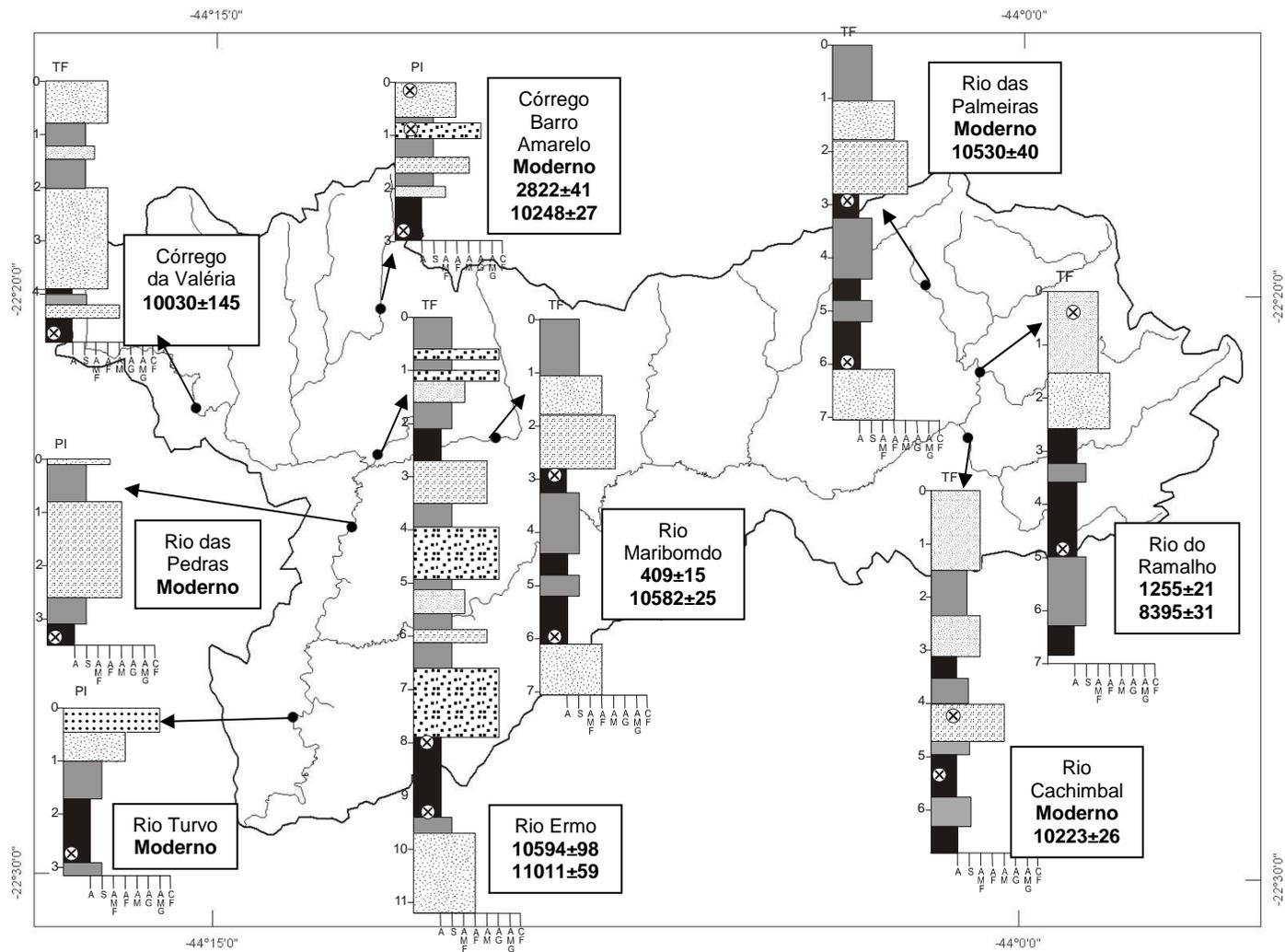


Figura 15. Localização e descrição dos perfis estratigráficos ao longo da bacia do rio Turvo. Destaque para os tributários com maior ocorrência de depósitos fluviais.

As amostras mais superficiais contidas nos terraços e, principalmente, as extraídas das planícies de inundação, mostraram idades classificadas como moderno, que são compreendidas entre 1950 até o presente.

Apesar de os terraços fluviais serem bem menos espessos dos que foram encontrados na bacia do rio Bananal, o comportamento sincronizado na escala da bacia do ciclo agradacional da transição Pleistoceno-Holoceno foi observado, pois todos os terraços datados apresentaram idades dentro desse período.

Na maioria dos terraços descritos foi observado que na base deles predomina sedimentos finos, principalmente argila, e em alguns casos, como nos terraços dos rios Palmeiras, Maribondo e Ermo a base é constituída de areia fina. Nos terraços dos rios Maribondo, Ramalho e Cachimbal, e na planície de inundação do rio Turvo foi encontrado uma alternância de faixas de sedimentos finos (argila/silte) até a metade do perfil (Figura 15).

De maneira geral, do meio para o topo dos perfis predominaram sedimentos mais grosseiros, prevalecendo areia muito fina, areia fina e areia média. O Terraço do rio Ermo foi o único que apresentou várias faixas de areia grossa ao longo do seu perfil, evidenciando períodos curtos de forte variação de energia no sistema, como se pode observar na mudança abrupta da camada argilosa (8 metros) para camada de areia grossa (7 metros) (Figura 15).

6.4.1 Análise granulométrica dos sedimentos

Depósitos da sub-bacia do rio das Pedras

Terraço do rio Ermo

O Terraço fluvial da sub-bacia do rio Ermo, tributário do rio das Pedras, foi o pacote sedimentar mais espesso (11 metros) encontrado em toda a bacia do rio Turvo. O terraço de acumulação se formou próximo a confluência do rio Ermo com o rio do Marimbondo e o vale principal do rio das Pedras (Figura 16).

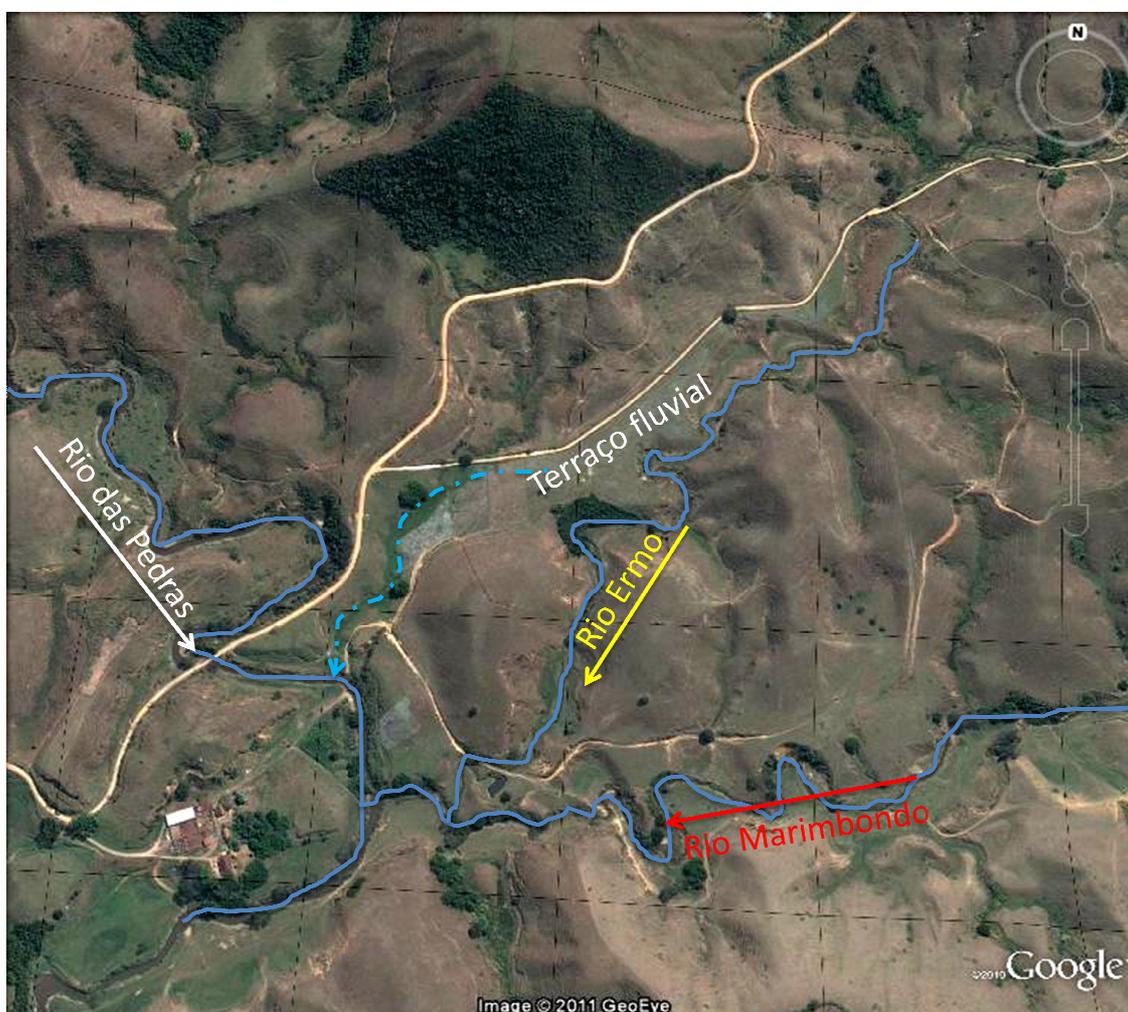


Figura 16. Imagem de satélite mostrando a localização do terraço fluvial do rio Ermo em um ponto de estrangulamento do vale e próximo ao deságue no rio Marimbondo. Esses fatores causam retenção do fluxo do rio, favorecendo a acumulação dos sedimentos. A seta tracejada indica um trecho de vale mal drenado, entulhado de sedimentos.

Foram identificadas 20 camadas de sedimentos de granulometria diferente, onde de cada uma foi coletada uma amostra para fins de análise. A figura 17 apresenta as curvas granulométricas dessas 20 camadas de sedimentos. Pode-se observar a grande variedade de sedimentos encontrados, com camadas de até 92% de areia, refletindo períodos de grande energia, a até faixas superiores a 90% de sedimentos finos (argila e silte).

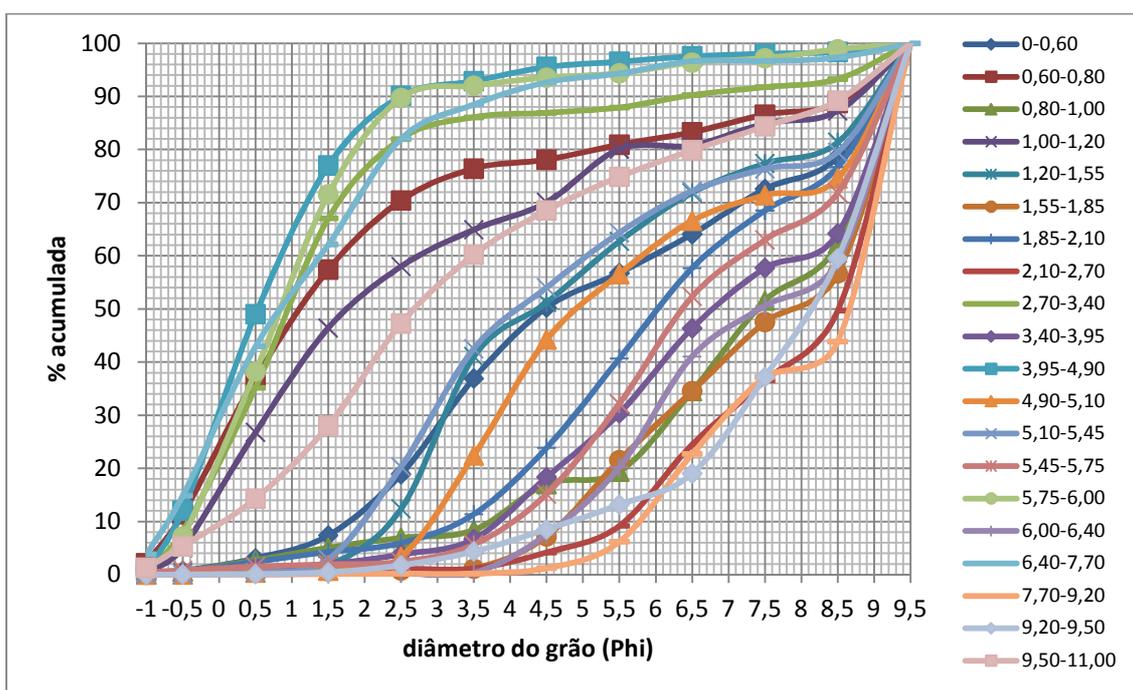


Figura 17. Curva granulométrica dos sedimentos do terraço do rio Ermo.

Os resultados das análises estatísticas mostraram maior riqueza de informação sobre o comportamento da sedimentação fluvial (Tabela 7). Do total de 20 camadas, 7 foram classificadas como lodosa mostrando ser o principal tipo de sedimento deste ambiente. O lodo é uma mistura de argila mais silte, em proporções semelhantes. Esse tipo de sedimento é comum de ambiente de baixas energia e viscosidade do fluxo, o que permite a mistura das frações silte e argila. Todavia, apesar do predomínio da fração fina no pacote sedimentar,

destacamos a ocorrência de faixas arenosas intercaladas, indicando entrada de impulsos de grande energia no sistema fluvial.

Tabela 7. Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do rio Ermo.

Nº	Prof. (m)	Classificação	Mz (grão médio)		σ 1 (desvio padrão)		Sk1 (assimetria)		Kg (kurtose)	
		Folk (1954)	valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.
1	0-0,60	La	5,16	SM	2,89	MMS	0,23	P	0,67	P
2	0,60-0,80	Al	2,52	AF	3,34	MMS	0,55	MP	1,19	L
3	0,80-1,00	L	6,95	SF	2,37	MMS	-0,40	MN	0,69	P
4	1,00-1,20	As	3,03	AMF	3,35	MMS	0,47	MP	0,82	P
5	1,20-1,55	La	5,21	SM	2,63	MMS	0,36	MP	0,66	MP
6	1,55-1,85	L	7,34	SMF	1,80	MS	-0,35	MN	0,55	MP
7	1,85-2,10	La	6,20	SF	2,38	MMS	-0,01	APS	0,72	P
8	2,10-2,70	L	7,79	SMF	1,52	MS	-0,49	MN	0,58	MP
9	2,70-3,40	Al	1,25	AM	2,31	MMS	0,41	MP	1,93	ML
10	3,40-3,95	L	6,72	SF	2,17	MMS	-0,14	N	0,71	P
11	3,95-4,90	A	0,73	AG	1,46	MS	0,29	P	1,46	L
12	4,90-5,10	La	5,67	SM	2,44	MMS	0,33	MP	0,56	MP
13	5,10-5,45	La	5,04	SM	2,77	MMS	0,38	MP	0,70	P
14	5,45-5,75	S	6,62	SF	2,01	MMS	0,07	APS	0,70	P
15	5,75-6,00	A	0,94	AG	1,66	MS	0,26	P	1,78	ML
16	6,00-6,40	L	7,24	SMF	1,78	MS	-0,21	N	0,68	P
17	6,40-7,70	As	1,07	AM	1,91	MS	0,27	P	1,30	L
18	7,70-9,20	L	7,97	SMF	1,41	MS	-0,61	MN	0,57	MP
19	9,20-9,50	L	7,05	SMF	2,03	MMS	-0,16	N	0,88	P
20	9,50-11,00	As	2,58	AF	3,30	MMS	0,39	MP	0,91	ME

Classificação: A = areia; Aa = areia argilosa; Al = areia lodosa; As = areia siltosa; A'a = argila arenosa; La = lodo arenoso; Sa = silte arenoso; A' = argila; L = lodo; S = silte. Mz (grão médio) classificação: AMG = areia muito grossa; AG = areia grossa; AM = areia média; AF = areia fina; AMF = areia muito fina; SMG = silte muito grosseiro; SG = silte grosseiro; SM = silte médio; SF = silte fino; SMF = silte muito fino; A = argila. σ 1 (desvio padrão) classificação: EMS = extremamente mal selecionado; MMS = muito mal selecionado; MS = mal selecionado; MOS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado; MBS = muito bem selecionado. Sk1 (assimetria) classificação: MN = muito negativa; N = negativa; APS = aproximadamente simétrica; P = positiva; MP = muito positiva. Kg (kurtose) classificação: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; ME = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica; EL = extremamente leptocúrtica.

O tamanho do grão médio (M_z) predominante foi silte muito fino (5), seguido por silte fino (4) e silte médio (4). Na parte dos sedimentos grosseiros, ocorreram: areia grossa (2), areia média (2), areia fina (2) e areia muito fina (1). Entretanto, esses valores de grão médio não são muito representativos, pois foi observado, de maneira geral, altos valores de desvio padrão (σ_1). De acordo

com o desvio padrão, que representa o grau de seleção da amostra, os sedimentos foram classificados como muito mal selecionados (13) e mal selecionados (7).

A assimetria (sk_1) confirmou a classificação feita dos sedimentos, onde a maioria das amostras apresentou assimetria (cauda da curva) muito positiva (7) e positiva (4), ou seja, com prolongamento para o lado dos sedimentos finos. Apenas duas amostras apresentaram assimetria aproximadamente simétrica, o lodo entre 1,85-2,10 metros e o silte situado entre 5,45-5,75 metros. Por fim, a curtose (Kg) reforçou as características mencionadas anteriormente. O tipo de curtose mais freqüente foi a platicúrtica (9), seguida pela muito platicúrtica (5), que significa curvas de distribuição de freqüência achatadas, com presença da maior parte das frações granulométricas na amostra. Por outro lado, amostras classificadas como leptocúrtica e muito leptocúrtica foram apenas 5, e todas classificadas como predominantemente arenosas. Curvas leptocúrticas indicam um pico na curva, que significam concentração de ocorrência do universo amostral em poucas classes. Desta forma, podemos afirmar que nos sedimentos do terraço do rio Ermo, em períodos de maior energia ocorre a sedimentação grosseira e quase nenhum sedimento fino (curtose leptocúrtica). Em fases de menor energia, prevalece a sedimentação dos grãos finos misturados (argila e silte), porém sempre ocorrendo também sedimentos grosseiros, mesmo que em menor proporção (curtose platicúrtica).

Outra característica importante a ser ressaltada é em relação ao tamanho pequeno da bacia do rio Ermo (aproximadamente 6 km²), caracterizando a pouca distância do terraço com as áreas fontes de sedimentos, pois via de regra o grau de selecionamento dos grãos aumenta

com a distância da área fonte. Essa característica foi também observada por Brito *et. al.* (2010), estudando a dinâmica sedimentar do rio Urumajó, no Nordeste Paraense, observaram a tendência (esperada) de uma gradual diminuição do tamanho médio de grão e do aumento no grau de seleção da nascente em direção à foz.

Terraço do rio Marimbondo

O rio Marimbondo é um dos maiores tributários do rio das Pedras, drenando a parte nordeste da bacia. O rio Marimbondo drena quase no sentido norte-sul, encaixado nos lineamentos estruturais existentes. Quando o rio alcança a grande falha que marca o contato litológico entre o granitóide rio turvo e o biotita-gnaíse, e também é o prolongamento da escarpa de falha na bacia, o rio marimbondo faz uma brusca inversão de direção de quase 90° para oeste, até desaguar no curso principal do rio das Pedras. Os depósitos fluviais estão presentes exatamente neste segundo trecho do rio Marimbondo, após o “cotovelo”.

O terraço do rio Marimbondo apresentou 7,05 metros de espessura, sendo o segundo mais espesso de toda a bacia do rio Turvo. De fato, o terraço constitui uma rampa-terraço, tendo ligação com depósitos de encosta, que devido ao vale encaixado e estreito, não tem grande expressividade espacial (Figura 18).



Figura 18. Foto do vale do rio Marimbondo no trecho em que se encontra o nível do terraço da transição Pleistoceno-Holoceno preservado.

Foram identificadas e individualizadas 9 camadas de granulometria distintas. As curvas granulométricas não foram extremamente convexas (amplo predomínio de grosseiros) nem extremamente côncavas (quase a totalidade de finos). O maior teor de argila foi observado na faixa entre 5,20-6,10 metros de profundidade, com pouco mais de 60%, e as maiores concentrações de areia foi situado na camada entre 1,80-2,80 metros, também com pouco mais de 60% (Figura 19). Desta maneira, destaca-se que as camadas classificadas pela fração granulométrica predominante também contém teores significativos de outras frações

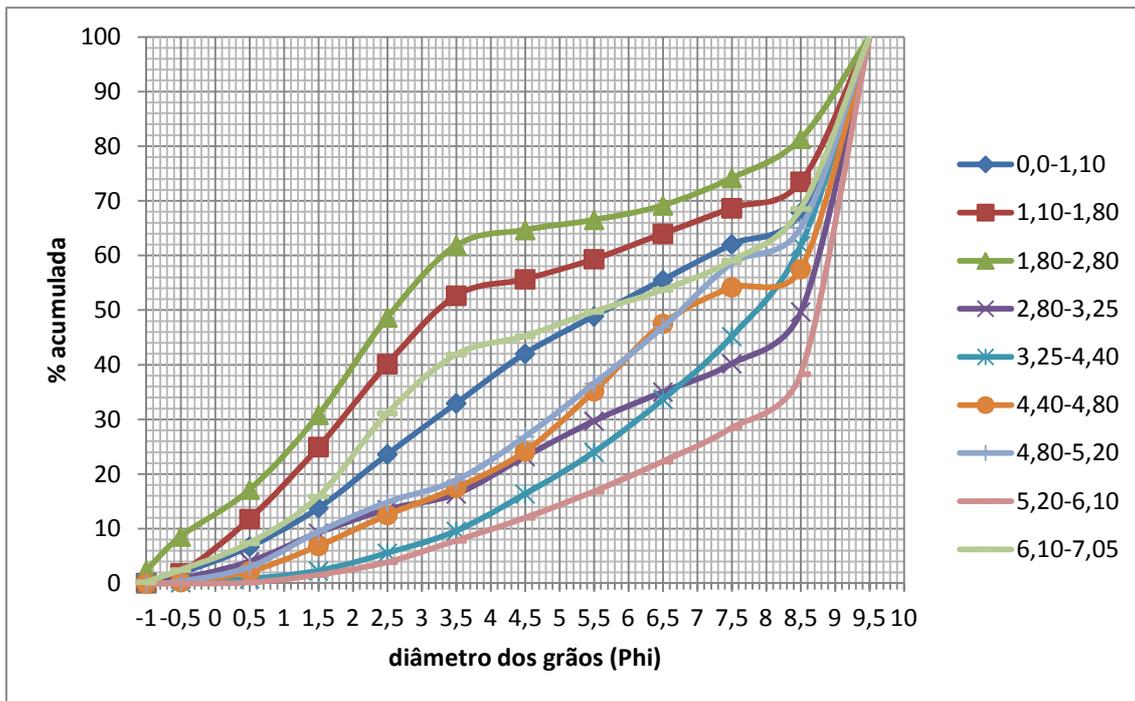


Figura 19. Curva granulométrica dos sedimentos do terraço do rio Marimbondo.

A classificação proposta por Folk (1968) aplicada aos sedimentos da rampa-terraço do rio Marimbondo mostrou a predominância de classes que misturam finos com grosseiros (Tabela 8). Somente 2 amostras foram classificadas como lodo, que em si consiste na mistura de argila e silte. A classificação que predominou foi lodo arenosa, presente em mais da metade das camadas que formam o terraço. As outras 2 camadas foram classificadas como areia lodosa.

O parâmetro grão médio revelou predominância de silte muito fino (3), silte fino (2), silte médio (2), silte grosso (1) e areia muito fina (1). Apesar da maior concentração de sedimentos finos, esses valores não são representativos, visto que, assim como no terraço do rio Ermo, os valores de desvio padrão são elevados. Em relação ao desvio padrão, os resultados mostraram grande dispersão, possuindo baixo grau de selecionamento dos

grãos. Do total de 9 amostras, 8 foram classificadas como muito mal selecionadas e 1 sendo mal selecionada.

Os valores de assimetria mostram curvas alongadas, indicando que a maioria das amostras possui algum teor na quase totalidade das frações. A assimetria mais comum foi a muito negativa (5), seguido da muito positiva (2) e negativa (2). A curtose corroborou a característica da grande dispersão granulométrica presente nas camadas sedimentares. Os tipos de curtose mais frequente foram a muito platicúrtica e a platicúrtica, ambas ocorreram em 4 camadas cada. A faixa entre 5,20-6,20 metros foi a única a ser classificada como leptocúrtica.

Tabela 8. Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do rio Maribondo.

Nº	Prof. (cm)	Classificação Folk (1954)	Mz (grão médio)		σ 1 (desvio padrão)		Sk1 (assimetria)		Kg (kurtose)	
			valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.
1	0-110	La	5,46	SM	3,21	MMS	-0,14	N	0,62	MP
2	110-180	Al	4,33	SG	3,46	MMS	0,33	MP	0,55	MP
3	180-280	Al	3,87	AMF	3,66	MMS	0,36	MP	0,66	MP
4	280-325	La	7,02	SMF	2,77	MMS	-0,78	MN	0,84	P
5	325-440	L	7,10	SMF	2,23	MMS	-0,50	MN	0,89	P
6	440-480	La	6,39	SF	2,74	MMS	-0,32	MN	0,78	P
7	480-520	La	6,20	SF	2,86	MMS	-0,33	MN	0,77	P
8	520-610	L	7,75	SMF	1,99	MS	-0,75	MN	1,26	L
9	610-705	La	5,35	SM	3,28	MMS	-0,14	N	0,58	MP

Classificação: A = areia; Aa = areia argilosa; Al = areia lodosa; As = areia siltosa; A'a = argila arenosa; La = lodo arenoso; Sa = silte arenoso; A' = argila; L = lodo; S = silte. Mz (grão médio) classificação: AMG = areia muito grossa; AG = areia grossa; AM = areia média; AF = areia fina; AMF = areia muito fina; SMG = silte muito grosseiro; SG = silte grosseiro; SM = silte médio; SF = silte fino; SMF = silte muito fino; A = argila. σ 1 (desvio padrão) classificação: EMS = extremamente mal selecionado; MMS = muito mal selecionado; MS = mal selecionado; MOS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado; MBS = muito bem selecionado. Sk1 (assimetria) classificação: MN = muito negativa; N = negativa; APS = aproximadamente simétrica; P = positiva; MP = muito positiva. Kg (kurtose) classificação: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; ME = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica; EL = extremamente leptocúrtica.

Esses dados sugerem que o terraço do rio Marimbondo foi alimentado por sedimentos cujas fontes se encontram próximas ao local da formação do depósito. De fato, as características mencionadas anteriormente, como o encaixe da rede de drenagem e o vale estreito (proximidade com as encostas adjacentes), além da redução da velocidade fluxo ocasionada pela grande curva que o rio faz ao passar pelo “cotovelo”, geram baixa qualidade no trabalho de selecionamento dos grãos por parte do rio, tornando as camadas depositadas bem heterogêneas em relação a granulometria.

Terraço córrego da Valéria

O córrego da Valéria fica localizado na porção noroeste da bacia do rio das Pedras. O depósito fluvial principal fica localizado antes de um “colotovelo”, quando o rio vinha de norte para sul e faz uma curva acentuada de cerca de 90 para leste. O terraço apresentou espessura de 4,9 metros, sendo o mais baixo dentre os terraços descritos.

Foram identificadas 9 camadas deposicionais cujas espessuras variaram de 0,20 a 1,85 metros. A figura 20 apresenta as curvas de frequência acumulada das frações granulométricas para cada uma das nove camadas. As curvas mostraram comportamento ligeiramente diferente das do terraço do rio Marimbondo, onde as curvas de grãos mais grosseiros e de grãos mais finos foram próximas entre si, com exceção da curva 4 a 4,20 metros, que ficou no centro dos dois conjuntos.

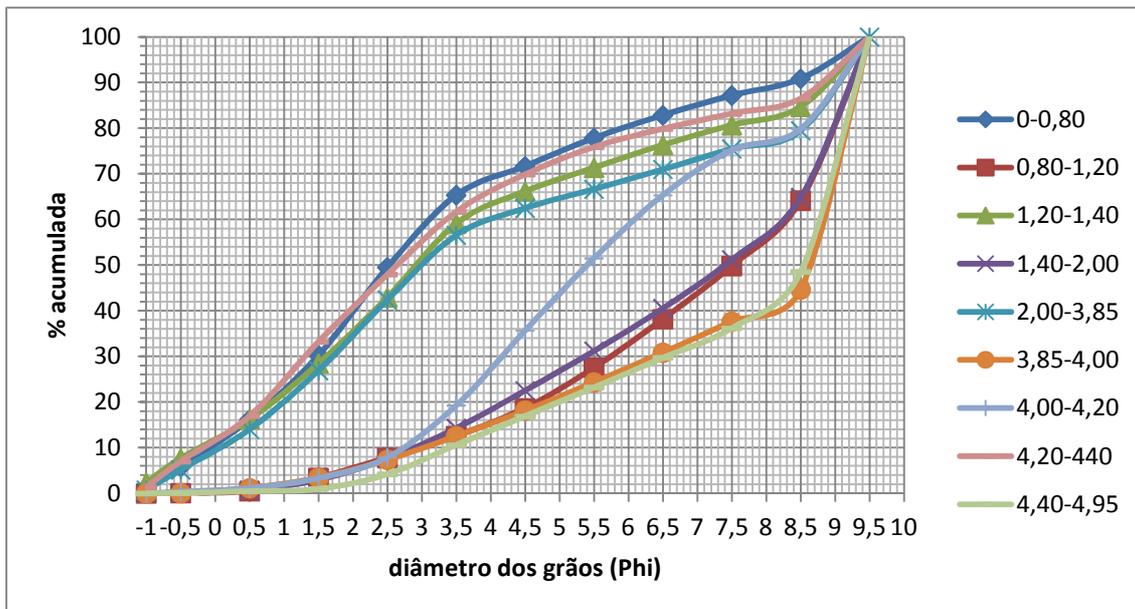


Figura 20. Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos do terraço fluvial do córrego da Valéria.

O tratamento estatístico permitiu confirmar, para o terraço do córrego da Valéria, a mesma tendência observada nos depósitos anteriores. A classificação granulométrica observada foi variada, prevalecendo classes que conjugam sedimentos finos e grosseiros. Assim, as classes mais comuns foram lodo arenosa (4), areia lodosa (3), areia siltosa (1) e silte (1) (Tabela 9).

A identificação do grão médio revelou, da maior para menor ocorrência, areia muito fina (3), silte fino (2), silte muito fino (2), silte médio (1) e silte grosso (1). Observa-se, assim, que não há um tamanho de grão médio que prevaleça amplamente sobre os outros, mostrando que várias granulometrias são freqüentes. Em relação ao desvio padrão, todas as amostras foram classificadas como muito mal selecionadas, indicando pouca competência do rio fazer o selecionamento dos grãos. Esse comportamento, também observado nos depósitos anteriores, revela a proximidade do terraço com a área fonte de sedimentos. Em eventos de maior entrada de energia a carga de sedimentos heterogêneos que chega ao canal é maior, o que aumenta a

viscosidade da água dificultando o selecionamento dos grãos em curtas distâncias.

Tabela 9. Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do córrego da Valéria.

Nº	Prof. (cm)	Classificação Folk (1954)	Mz (grão médio)		σ 1 (desvio padrão)		Sk1 (assimetria)		Kg (kurtose)	
			valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.
1	0-0,80	As	3,26	AMF	3,09	MMS	0,31	MP	1,05	ME
2	0,80-1,20	La	6,87	SF	2,39	MMS	-0,44	MN	0,86	P
3	1,20-1,40	Al	3,91	AMF	3,54	MMS	0,28	P	0,85	P
4	1,40-2,00	La	6,71	SF	2,46	MMS	-0,42	MN	0,76	P
5	2,00-3,85	Al	4,14	SG	3,57	MMS	0,31	MP	0,70	P
6	3,85-4,00	La	7,31	SMF	2,41	MMS	-0,77	MN	0,89	P
7	4,00-4,20	S	5,77	SM	2,49	MMS	0,12	P	0,83	P
8	4,20-440	Al	3,60	AMF	3,39	MMS	0,32	MP	0,97	ME
9	4,40-4,95	La	7,36	SMF	2,23	MMS	-0,73	MN	0,86	P

Classificação: A = areia; Aa = areia argilosa; Al = areia lodosa; As = areia siltosa; A'a = argila arenosa; La = lodo arenoso; Sa = silte arenoso; A' = argila; L = lodo; S = silte. Mz (grão médio) classificação: AMG = areia muito grossa; AG = areia grossa; AM = areia média; AF = areia fina; AMF = areia muito fina; SMG = silte muito grosseiro; SG = silte grosseiro; SM = silte médio; SF = silte fino; SMF = silte muito fino; A = argila. σ 1 (desvio padrão) classificação: EMS = extremamente mal selecionado; MMS = muito mal selecionado; MS = mal selecionado; MOS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado; MBS = muito bem selecionado. Sk1 (assimetria) classificação: MN = muito negativa; N = negativa; APS = aproximadamente simétrica; P = positiva; MP = muito positiva. Kg (kurtose) classificação: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; ME = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica; EL = extremamente leptocúrtica.

Os valores de assimetria mostraram ser mais frequentes as muito negativas (4), seguidas das muito positivas (3) e positivas (2). Isso indica que mesmo a amostra tendo maioria de grosseiros ou de finos, ela forma uma cauda que se prolonga até a granulometria oposta. A curtose revelou também a participação expressiva de vários diâmetros de grãos em uma mesma amostra. Foram 7 amostras classificadas como platicúrticas e 2 como mesocúrticas.

Planície de inundação Córrego Barro Amarelo

A planície de inundação do córrego Barro Amarelo estudada fica localizada antes de uma confluência com um tributário de porte menor e, também, de outro “cotovelo” de drenagem. A escolha dessa planície decorreu do fato de ela ser espessa para uma planície (cerca de 3 metros) de um pequeno rio e, também, por ter sido observado em campo uma camada argilosa acinzentada na base muito semelhante a verificada em outros depósitos. Como foi apresentado nos dados geocronológicos anteriormente, esse depósito tem idade entre 10.000-8.000 antes do presente, relacionado ao período de instabilidade morfo-dinâmica da transição Pleistoceno-Holoceno. Assim, trata-se de um terraço que vem sendo retrabalhado (erodido) e hoje voltou a funcionar como planície de inundação. Essa característica em parte explica a pouca expressividade espacial encontrados na bacia do rio das Pedras, mostrando que grande parte dos sedimentos produzidos nesse período de instabilidade foram transportados.

O gráfico que reúne as curvas granulométricas mostrou semelhança com os dos outros depósitos avaliados até o momento. Entretanto, chama atenção uma curva acentuada indicando alto teor de argila entre 2,15 e 2,95 metros de profundidade (Figura 21). Essa faixa argilosa tem correspondência com outras semelhantes encontradas também na base de outros depósitos avaliados neste estudo, as quais serviram de fonte principal para coleta de material orgânico (carvão principalmente) para datação por radiocarbono.

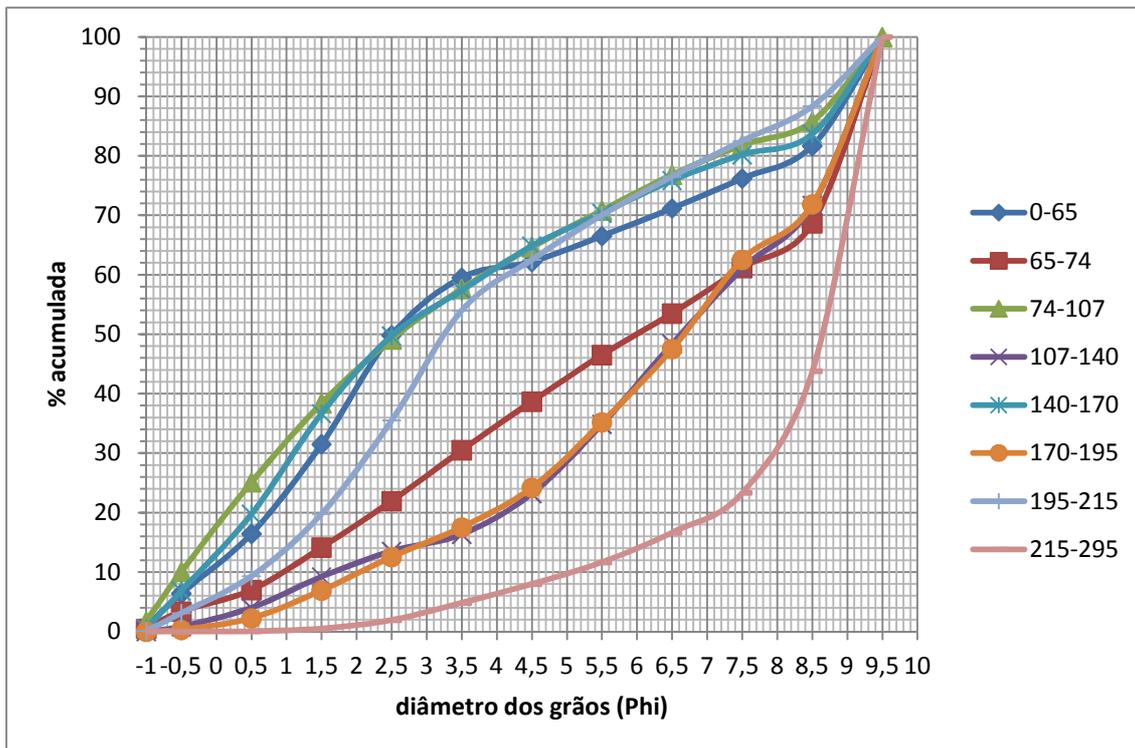


Figura 21. Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da planície de inundação do córrego Barro Amarelo.

A classificação granulométrica mostrou comportamento parecido com as dos depósitos anteriores. Somente em 2 camadas as amostras não apresentaram também de forma significativa a granulometria oposta. As camadas entre 1,07-1,40 e 2,15-2,95 metros foram classificadas como lodo (Tabela 10). As demais faixas apresentaram, de maneira alternada, ora sedimentos grosseiros predominantes e poucos finos, ora a situação inversa.

A análise do grão médio revelou a seguinte ordem de ocorrência, areia muito fina (3), silte grosso (1), silte médio (1), silte fino (1), silte muito fino (2), mostrando que ligeiro predomínio para areia muito fina, porém ocorreram várias outras classes. Assim, como nas amostras dos depósitos anteriores avaliados, esses valores de grão médio não são muito confiáveis devido aos altos valores de desvio padrão observados. Todas as amostras foram

classificadas como muito mal selecionadas, com exceção da faixa argilosa da base que foi mal selecionada.

A assimetria seguiu essa tendência de dispersão, pois 2 amostras foram classificadas como assimetria muito positiva, 2 positiva, 2 muito negativa e 2 negativa. Destaca-se que mesmo a camada mais argilosa da base apresentou assimetria muito negativa, mostrando pequenas porcentagens de frações grosseiras, o que prolonga sua cauda nessa direção. A curtose também seguiu o padrão anterior, sendo mais comuns as platicúrticas (5), muito platicúrtica (1), mesocúrtica (1) e muito leptocúrtica (1). A grande proporção de argila na base do depósito fez com que a curva formasse um pico nessa fração, por isso ter sido muito leptocúrtica.

Tabela 10. Parâmetros estatísticos dos sedimentos da planície de inundação rio Barro Amarelo.

Nº	Prof. (cm)	Classificação Folk (1954)	Mz (grão médio)		σ 1 (desvio padrão)		Sk1 (assimetria)		Kg (kurtose)	
			valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.
1	0-65	Al	3,86	AMF	3,61	MMS	0,40	MP	0,68	P
2	65-74	La	5,57	SM	3,24	MMS	-0,23	N	0,66	MP
3	74-107	Al	3,51	AMF	3,62	MMS	0,29	P	0,75	P
4	107-140	L	7,20	SMF	2,17	MMS	-0,52	MN	0,92	ME
5	140-170	Al	3,75	AMF	3,64	MMS	0,36	MP	0,77	P
6	170-195	La	6,26	SF	2,68	MMS	-0,28	N	0,84	P
7	195-215	As	4,06	SG	3,06	MMS	0,30	P	0,86	P
8	215-295	L	8,06	SMF	1,60	MS	-0,65	MN	1,63	ML

Classificação: A = areia; Aa = areia argilosa; Al = areia lodosa; As = areia siltosa; A'a = argila arenosa; La = lodo arenoso; Sa = silte arenoso; A' = argila; L = lodo; S = silte. Mz (grão médio) classificação: AMG = areia muito grossa; AG = areia grossa; AM = areia média; AF = areia fina; AMF = areia muito fina; SMG = silte muito grosseiro; SG = silte grosseiro; SM = silte médio; SF = silte fino; SMF = silte muito fino; A = argila. σ 1 (desvio padrão) classificação: EMS = extremamente mal selecionado; MMS = muito mal selecionado; MS = mal selecionado; MOS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado; MBS = muito bem selecionado. Sk1 (assimetria) classificação: MN = muito negativa; N = negativa; APS = aproximadamente simétrica; P = positiva; MP = muito positiva. Kg (kurtose) classificação: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; ME = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica; EL = extremamente leptocúrtica.

Planície de inundação do rio das Pedras

A planície de inundação do rio das Pedras é constituída de 5 camadas deposicionais que perfazem um total 3,45 metros de espessura (figura 22). Além da considerável espessura desse depósito, esta planície situa-se em um trecho de vale bem largo, com rio bastante sinuoso. Esse longo e largo trecho do vale do rio das Pedras é interrompido por uma sequência de *knickpoints* antes de ele desaguar no rio Turvo.



Figura 22. Foto da planície de inundação do rio das Pedras.

Os resultados da granulometria dos sedimentos deste depósito mostraram uma grande variação de sedimentos, variando de bastante arenosos (superior a 90%) a muito argilosos (superior a 60%) (Figura 23).

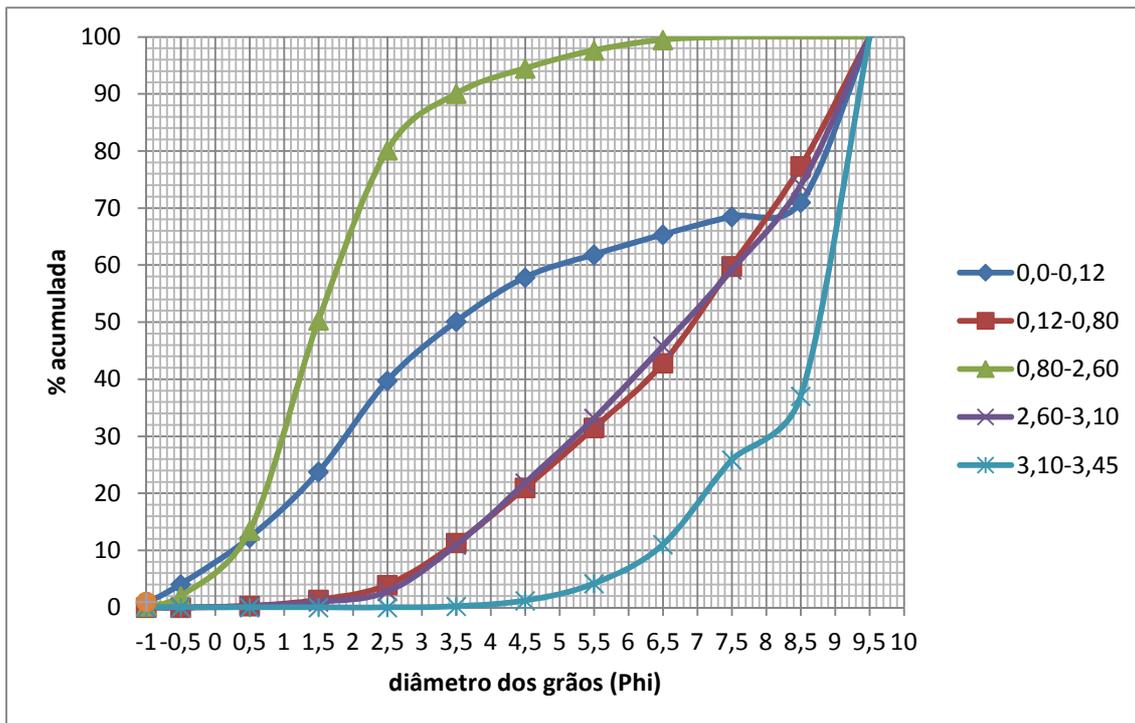


Figura 23. Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da planície de inundação do rio das Pedras.

A classificação granulométrica desse pacote sedimentar mostrou alternâncias entre camadas grosseiras e finas. Na sequência do topo para base foi classificado como areia lodosa, silte arenoso, areia, silte arenoso e argila. A classificação pelo grão médio mostrou predominância de camadas finas, na seguinte sequência: silte grosso, silte fino, areia média, silte fino e argila (Tabela 11).

Os parâmetros estatísticos mostraram evolução em todos os comportamentos. O desvio padrão foi o menor observado dentre os depósitos analisados na bacia do rio das Pedras. Entretanto, ainda prevaleceram camadas de sedimentos muito mal selecionados, contudo a faixa argilosa da base do depósito foi classificada como moderadamente selecionada. A assimetria também melhorou no sentido de diminuição do tamanho da cauda

da distribuição, onde foram 2 amostras positivas, 2 amostras negativas e apenas 1 muito negativa. Confirmando essa nova tendência de melhor seleção dos grãos, foi observado 2 amostras classificadas como leptocúrticas (picos concentrados da distribuição), 2 amostras platicúrticas (curva achatada sem pico) e 1 muito platicúrtica (curva muito achatada).

Tabela 11. Parâmetros estatísticos dos sedimentos da planície de inundação do rio das Pedras.

Nº	Prof. (cm)	Classificação Folk (1954)	Mz (grão médio)		σ 1 (desvio padrão)		Sk1 (assimetria)		Kg (kurtose)	
			valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.
1	0,0-0,12	Al	4,42	SG	3,50	MMS	0,27	P	0,56	MP
2	0,12-0,80	Sa	6,57	SF	2,21	MMS	-0,26	N	0,78	P
3	0,80-2,60	A	1,65	AM	1,32	MS	0,25	P	1,33	L
4	2,60-3,10	Sa	6,55	SF	2,22	MMS	-0,20	N	0,71	P
5	3,10-3,45	L	8,45	A	0,99	MOS	-0,50	MN	1,18	L

Classificação: A = areia; Aa = areia argilosa; Al = areia lodosa; As = areia siltosa; A'a = argila arenosa; La = lodo arenoso; Sa = silte arenoso; A' = argila; L = lodo; S = silte. Mz (grão médio) classificação: AMG = areia muito grossa; AG = areia grossa; AM = areia média; AF = areia fina; AMF = areia muito fina; SMG = silte muito grosseiro; SG = silte grosseiro; SM = silte médio; SF = silte fino; SMF = silte muito fino; A = argila. σ 1 (desvio padrão) classificação: EMS = extremamente mal selecionado; MMS = muito mal selecionado; MS = mal selecionado; MOS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado; MBS = muito bem selecionado. Sk1 (assimetria) classificação: MN = muito negativa; N = negativa; APS = aproximadamente simétrica; P = positiva; MP = muito positiva. Kg (kurtose) classificação: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; ME = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica; EL = extremamente leptocúrtica.

Esses dados confirmam o comportamento anteriormente relatado e também observado por Brito *et. al.* (2010), onde, com o aumento da distância da área produtora dos sedimentos o rio tem mais tempo para fazer o trabalho da seleção em função de sua energia. Ainda, de acordo com Brito *op cit.*, na bacia do rio Urumajó no estado do Pará a vazão do rio é baixa na maior parte do tempo, o que impede de o rio transportar sedimentos grosseiros por grandes distâncias, ao contrário dos sedimentos finos até a areia média, observados em grandes distancias até o baixo curso da bacia.

Depósitos fluviais na sub-bacia do rio do Ramalho

Terraço Palmeiras

O terraço localizado no rio das Palmeiras, tributário do rio do Ramalho, apresentou grande expressividade espacial (figura 24). A bacia do rio das Palmeiras, assim como toda a bacia do rio do Ramalho, se encontra suspensa em relação ao vale principal do rio Turvo, o que explica a maior quantidade de sedimentos estocados na bacia.



Figura 24. Imagem de satélite mostrando em detalhe a posição do terraço fluvial no vale do rio das Palmeiras. Fonte: Google Earth.

A granulometria dos sedimentos mostrou a ocorrência de sedimentos quase sempre com frações misturadas, onde predominaram frações arenosas e siltosas (Figura 25). Não foi observado camadas com teores de arila predominantes, a mais argilosa apresentou 36%, o que indica que o rio das palmeiras tem grande capacidade de transporte dos sedimentos finos, pois possui grande energia devido a sua posição no alto curso da bacia do rio Turvo.

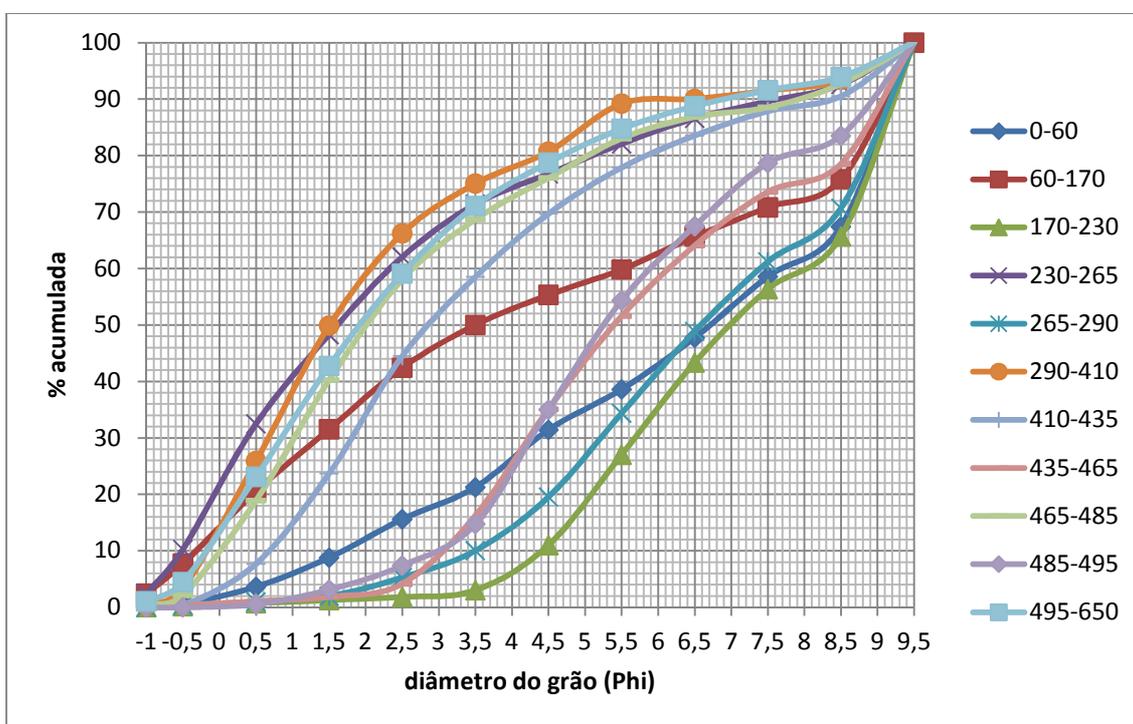


Figura 25. Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da terraço fluvial do rio das Palmeiras.

Os grãos grosseiros predominam no pacote sedimentar do rio das Palmeiras, pois do total das 11 camadas 6 foram classificadas como arenosas, 3 siltosas e 2 lodosas (Tabela 12). A classificação do grão médio apresentou também predomínio de frações mais grossas, sendo 5 arenosas (areia fina (3), areia muito fina (1) e areia média (1)) e 6 siltosas (silte fino (3), silte grosso (2) e silte médio (1)).

Tabela 12. Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do rio Palmeiras.

Nº	Prof. (cm)	Classificação Folk (1954)	Mz (grão médio)		σ 1 (desvio padrão)		Sk1 (assimetria)		Kq (kurtose)	
			valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.
1	0-60	La	6,10	SF	2,91	MMS	-0,34	MN	0,72	P
2	60-170	Al	4,16	SG	3,73	MMS	0,18	P	0,50	MP
3	170-230	L	6,95	SF	1,90	MS	-0,10	APS	0,55	MP
4	230-265	As	2,44	AF	3,06	MMS	0,42	MP	0,93	ME
5	265-290	Sa	6,56	SF	2,25	MMS	-0,12	N	0,56	MP
6	290-410	As	2,15	AF	2,59	MS	0,49	MP	1,17	L
7	410-435	As	3,50	AMF	2,74	MMS	0,35	MP	0,91	ME
8	435-465	Sa	5,88	SM	2,33	MMS	0,21	P	0,62	MP
9	465-485	As	2,71	AF	2,74	MMS	0,42	MP	0,97	ME
10	485-495	Sa	4,37	SG	2,60	MMS	0,20	P	1,58	ML
11	495-700	As	1,38	AM	1,26	MS	0,39	MP	1,31	L

Classificação: A = areia; Aa = areia argilosa; Al = areia lodosa; As = areia siltosa; A'a = argila arenosa; La = lodo arenoso; Sa = silte arenoso; A' = argila; L = lodo; S = silte. Mz (grão médio) classificação: AMG = areia muito grossa; AG = areia grossa; AM = areia média; AF = areia fina; AMF = areia muito fina; SMG = silte muito grosseiro; SG = silte grosseiro; SM = silte médio; SF = silte fino; SMF = silte muito fino; A = argila. σ 1 (desvio padrão) classificação: EMS = extremamente mal selecionado; MMS = muito mal selecionado; MS = mal selecionado; MOS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado; MBS = muito bem selecionado. Sk1 (assimetria) classificação: MN = muito negativa; N = negativa; APS = aproximadamente simétrica; P = positiva; MP = muito positiva. Kq (kurtose) classificação: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; ME = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica; EL = extremamente leptocúrtica.

Os valores do desvio padrão confirmam a tendência observada em todos os terraços analisados, sendo os sedimentos classificados predominantemente como muito mal selecionados. Os valores de assimetria mostraram que a muito positiva foi preponderante (5), seguida pela positiva (3). Isso confirma o que já foi dito acima, onde a curva concentra-se nas frações mais grosseiras tendo sua cauda voltada para o lado dos mais finos. A curtose mais comum foi a muito platicúrtica (4), indicando forte achatamento da curva devido a presença significativa da maioria das frações. Vale destacar que as 2 camadas que apresentaram curtose leptocúrtica foram de frações arenosas (2,90-4,10 e 4,95-7,00).

Terraço do rio do Ramalho

O terraço do rio do ramalho foi formado próximo ao seu deságüe no curso principal do rio Turvo (Figura 26). O pacote sedimentar apresentou 7 camadas de granulometrias distintas, as quais foram analisadas separadamente. As curvas de distribuição granulométrica mostraram maioria de sedimentos finos, porém não tanto argilosos (Figura 27). As curvas mais arenosas foram das duas primeiras camadas do pacote sedimentar.

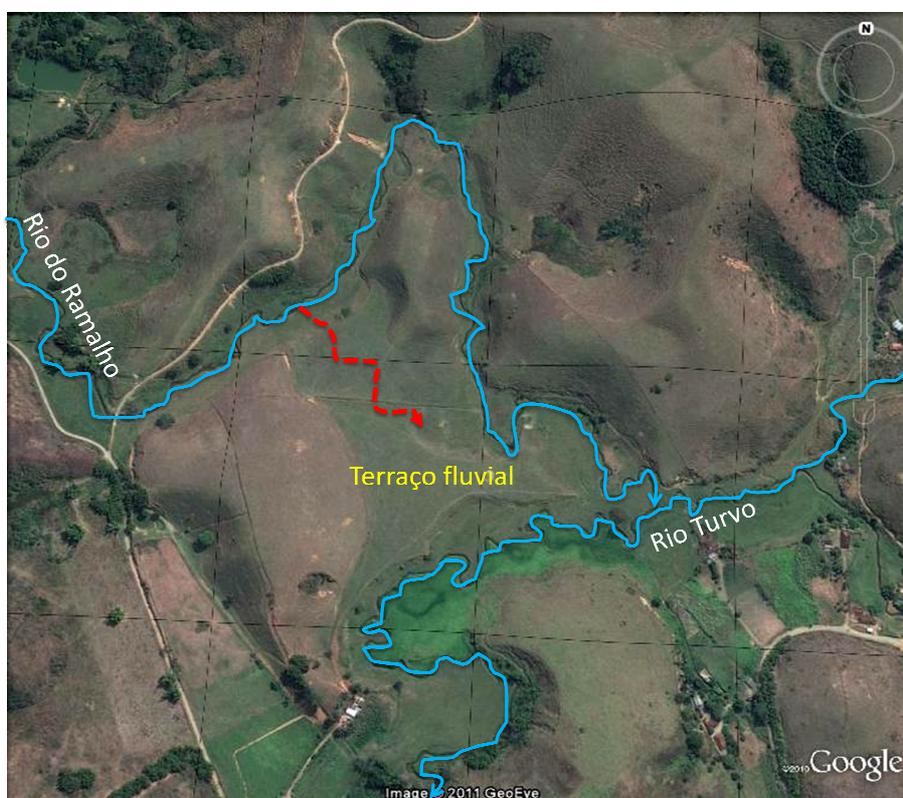


Figura 26. Imagem de satélite mostrando o terraço fluvial do rio do Ramalho. A linha tracejada em vermelho indica o antigo caminho do rio.

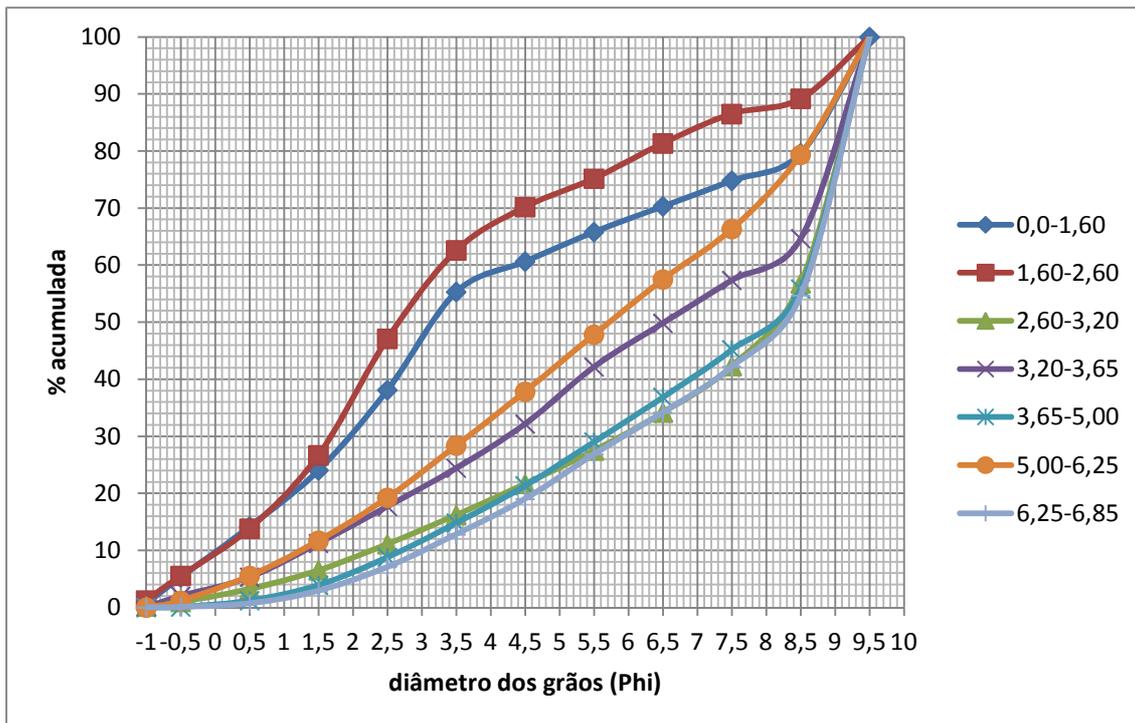


Figura 27. Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da terraço fluvial do rio do Ramalho.

A classificação dos sedimentos revelou predomínio de sedimentos finos, permitindo a individualização de dois conjuntos granulométricos no depósito. As duas primeiras camadas, de topo até 2,60 metros de profundidade, foram classificadas como arenosas, enquanto que as 5 camadas seguintes, até 6,85 metros, foram predominantemente lodosas (Tabela 13).

A classificação pelo grão médio confirmou esse comportamento da presença maior de sedimentos finos, particularmente siltosos. A ordem de maior frequência do grão médio foi: silte fino (3), silte muito fino (1), silte médio (1), silte grosso (1) e areia muito fina (1). Assim, ficou claramente evidenciada a diminuição do tamanho dos grãos transportados em relação aos sedimentos do terraço do rio das Palmeiras.

Tabela 13. Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do rio do Ramalho

Nº	Prof. (cm)	Classificação Folk (1954)	Mz (grão médio)		σ 1 (desvio padrão)		Sk1 (assimetria)		Kg (kurtose)	
			valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.
1	0,0-1,60	Al	4,19	SG	3,57	MMS	0,28	P	0,71	P
2	1,60-2,60	As	3,46	AMF	3,12	MMS	0,31	MP	1,01	ME
3	2,60-3,20	La	6,87	SF	2,68	MMS	-0,64	MN	0,89	P
4	3,20-3,65	La	5,93	SM	3,06	MMS	-0,31	MN	0,70	P
5	3,65-5,00	La	6,92	SF	2,53	MMS	-0,60	MN	0,79	P
6	5,00-6,25	La	6,37	SF	2,63	MMS	-0,26	N	0,78	P
7	6,25-6,85	La	7,09	SMF	2,40	MMS	-0,63	MN	0,82	P

Classificação: A = areia; Aa = areia argilosa; Al = areia lodosa; As = areia siltoosa; A'a = argila arenosa; La = lodo arenoso; Sa = silte arenoso; A' = argila; L = lodo; S = silte. Mz (grão médio) classificação: AMG = areia muito grossa; AG = areia grossa; AM = areia média; AF = areia fina; AMF = areia muito fina; SMG = silte muito grosseiro; SG = silte grosseiro; SM = silte médio; SF = silte fino; SMF = silte muito fino; A = argila. σ 1 (desvio padrão) classificação: EMS = extremamente mal selecionado; MMS = muito mal selecionado; MS = mal selecionado; MOS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado; MBS = muito bem selecionado. Sk1 (assimetria) classificação: MN = muito negativa; N = negativa; APS = aproximadamente simétrica; P = positiva; MP = muito positiva. Kg (kurtose) classificação: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; ME = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica; EL = extremamente leptocúrtica.

Por outro lado, apesar de prevalecerem os sedimentos finos nesse depósito eles são sempre misturados (argila + silte), não havendo ampla supremacia de um sobre o outro. Essa característica foi realçada pelos altos valores de desvio padrão encontrados, enquadrando todas as camadas como sendo muito mal selecionadas. A assimetria confirmou a concentração da curva no lado dos finos e cauda para o lado dos grosseiros, sendo 5 assimetrias negativas contra 2 positivas. A curtose mostrou-se platicúrtica em 6 das 7 camadas, caracterizando ocorrência de curvas intermediárias, não sendo nem tão achatada (muito platicúrtica) nem com formação de pico (leptocúrticas).

Terraço do rio Cachimbal

O Terraço do rio Cachimbal foi formado próximo a confluência do rio com o curso principal do rio Turvo (Figura 28). A localização dos terraços

fluviais em toda a bacia do rio Turvo está associada a trechos de retenção do fluxo, sejam causadas por grandes inversões na direção do rio (“cotovelos” de drenagem) sejam pela confluência de dois ou mais rios.

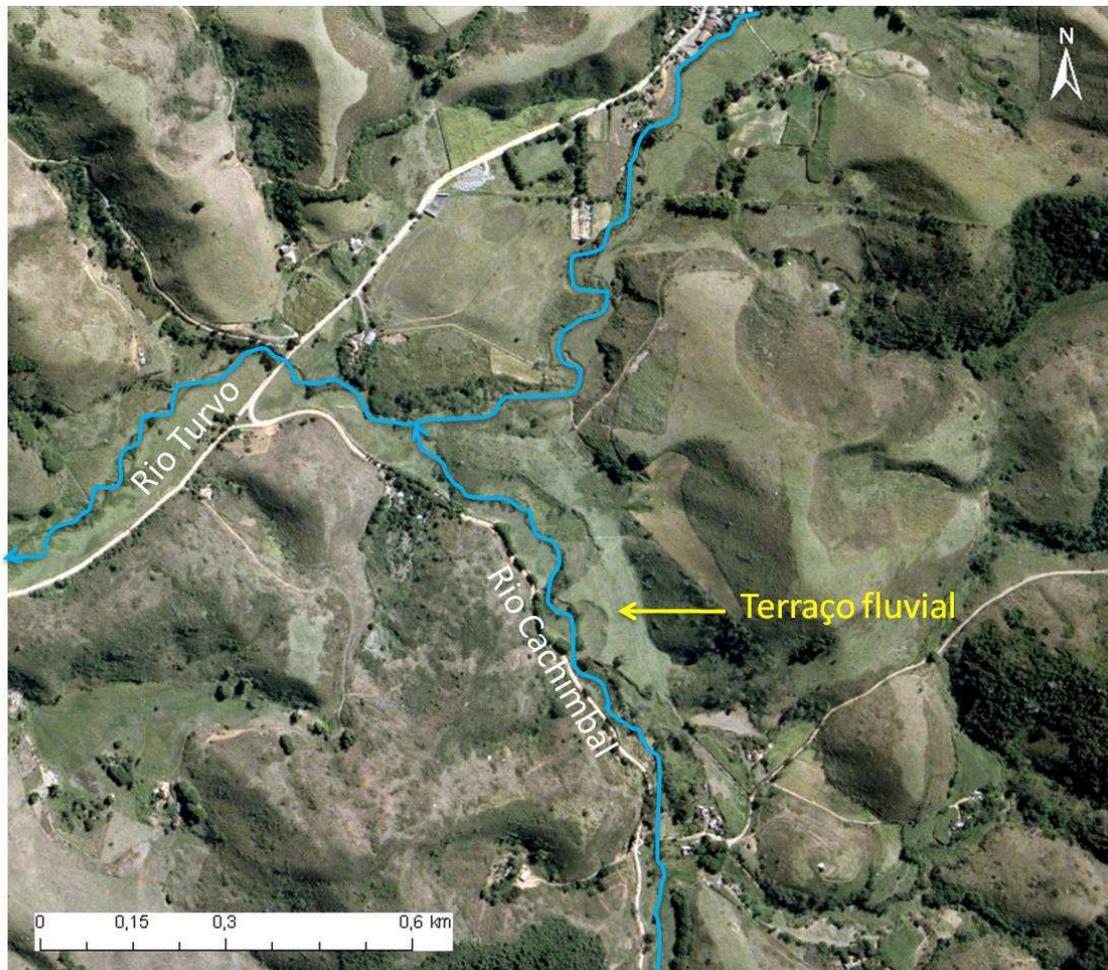


Figura 28. Fotografia aérea digital de alta resolução indicando a localização do terraço fluvial do rio Cachimbal, antes do seu deságüe no rio Turvo.

O pacote sedimentar que formou o terraço fluvial do rio Turvo foi subdividido em 10 camadas granulométricas principais. As curvas granulométricas mostraram formas bem convexas, indicando faixas ricas em areia, bem côncavas, com predomínio de finos, principalmente argila, e curvas suavemente inclinadas, caracterizadas pela mistura de varias frações granulométricas (Figura 29).

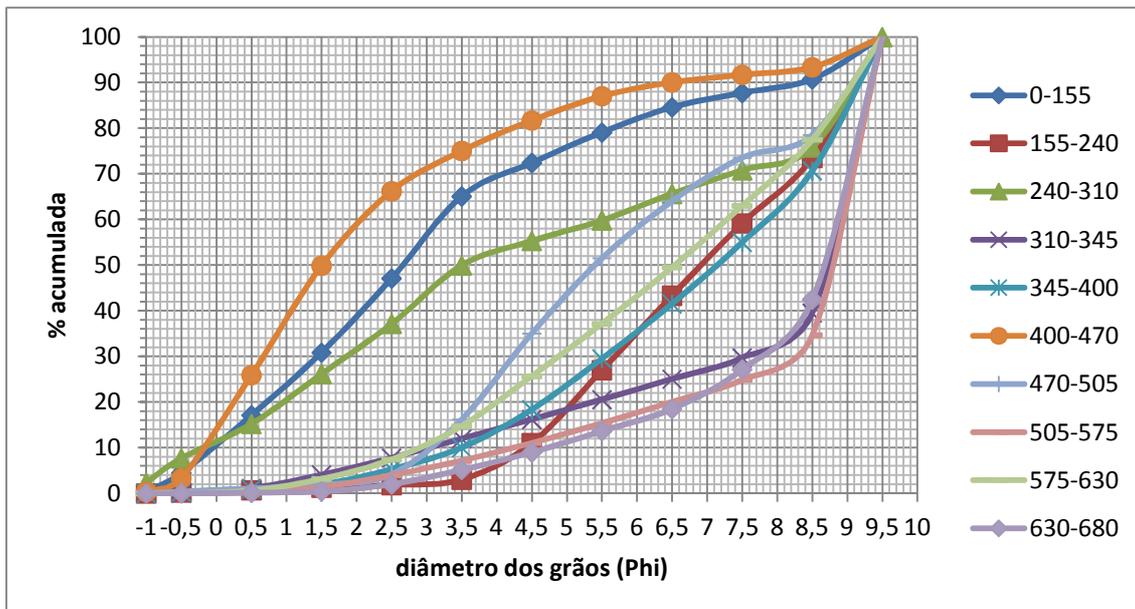


Figura 29. Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da terraço fluvial do rio Cachimbal.

As camadas sedimentares apresentaram supremacia de sedimentos finos (silte arenoso (3), silte (1), lodo (1), argila arenosa (1) e argila (1)) sobre os grosseiros (areia siltosa (2) e areia lodosa (1)). A classificação segundo o grão médio da distribuição revelou maior ocorrência de silte muito fino (3), silte fino (3), silte fino (1), silte médio (1), areia muito fina (1) e areia média (1) (Tabela 14).

A análise do desvio padrão, que indica o grau de seleção dos grãos, mostrou que os sedimentos são muito mal selecionados, mesmo comportamento observado em todos os terraços da bacia do rio Turvo. Apesar dos sedimentos do rio Cachimbal terem sido também classificados como muito mal selecionados, é importante destacar que, diferentemente dos depósitos observados no rio do Ramalho, foi observado a individualização dos finos através da faixa 1,55-2,40 que foi classificada como silte e da faixa de argila entre 5,05-5,75.

A assimetria foi predominantemente negativa (6 camadas), indicando maioria de sedimentos finos. A curtose apresentou 4 curvas platicúrticas, 3 curvas leptocúrticas, 1 muito platicúrtica, 1 muito leptocúrtica e 1 mesocúrtica. As curvas leptocúrtica foram as que tiveram classificações como silte e argila, enquanto as platicúrticas aquelas com frações combinadas.

Tabela 14. Parâmetros estatísticos dos sedimentos do terraço do rio Cachimbal.

Nº	Prof. (cm)	Classificação Folk (1954)	Mz (grão médio)		σ 1 (desvio padrão)		Sk1 (assimetria)		Kg (kurtose)	
			valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.
1	0-155	As	3,16	AMF	2,92	MMS	0,29	P	1,01	ME
2	155-240	S	6,55	SF	2,11	MMS	-0,18	N	0,72	P
3	240-310	Al	4,31	SG	3,66	MMS	0,20	P	0,62	MP
4	310-345	A'a	7,45	SMF	2,36	MMS	-0,79	MN	1,21	L
5	345-400	Sa	6,77	SF	2,23	MMS	-0,30	N	0,80	P
6	400-470	As	1,83	AM	3,00	MMS	0,30	P	1,37	L
7	470-505	Sa	5,88	SM	2,33	MMS	0,21	P	0,72	P
8	505-575	A'	7,87	SMF	1,91	MS	-0,75	MN	1,70	ML
9	575-630	Sa	6,31	SF	2,41	MMS	-0,19	N	0,77	P
10	630-680	L	7,94	SMF	1,71	MS	-0,69	MN	1,35	L

Classificação: A = areia; Aa = areia argilosa; Al = areia lodosa; As = areia siltosa; A'a = argila arenosa; La = lodo arenoso; Sa = silte arenoso; A' = argila; L = lodo; S = silte. Mz (grão médio) classificação: AMG = areia muito grossa; AG = areia grossa; AM = areia média; AF = areia fina; AMF = areia muito fina; SMG = silte muito grosseiro; SG = silte grosseiro; SM = silte médio; SF = silte fino; SMF = silte muito fino; A = argila. σ 1 (desvio padrão) classificação: EMS = extremamente mal selecionado; MMS = muito mal selecionado; MS = mal selecionado; MOS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado; MBS = muito bem selecionado. Sk1 (assimetria) classificação: MN = muito negativa; N = negativa; APS = aproximadamente simétrica; P = positiva; MP = muito positiva. Kg (kurtose) classificação: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; ME = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica; EL = extremamente leptocúrtica.

Planície de inundação do rio Turvo

A planície de inundação do rio Turvo, localizada após a confluência com o rio das Pedras, apresentou espessura de 3,15 metros. Neste segmento o rio Turvo alterna trechos retilíneos, encaixados em estruturas geológicas que quando se cruzam perpendicularmente geram “cotovelos”, com trechos sinuosos, inclusive com presença de meandros abandonados (Figura 30).

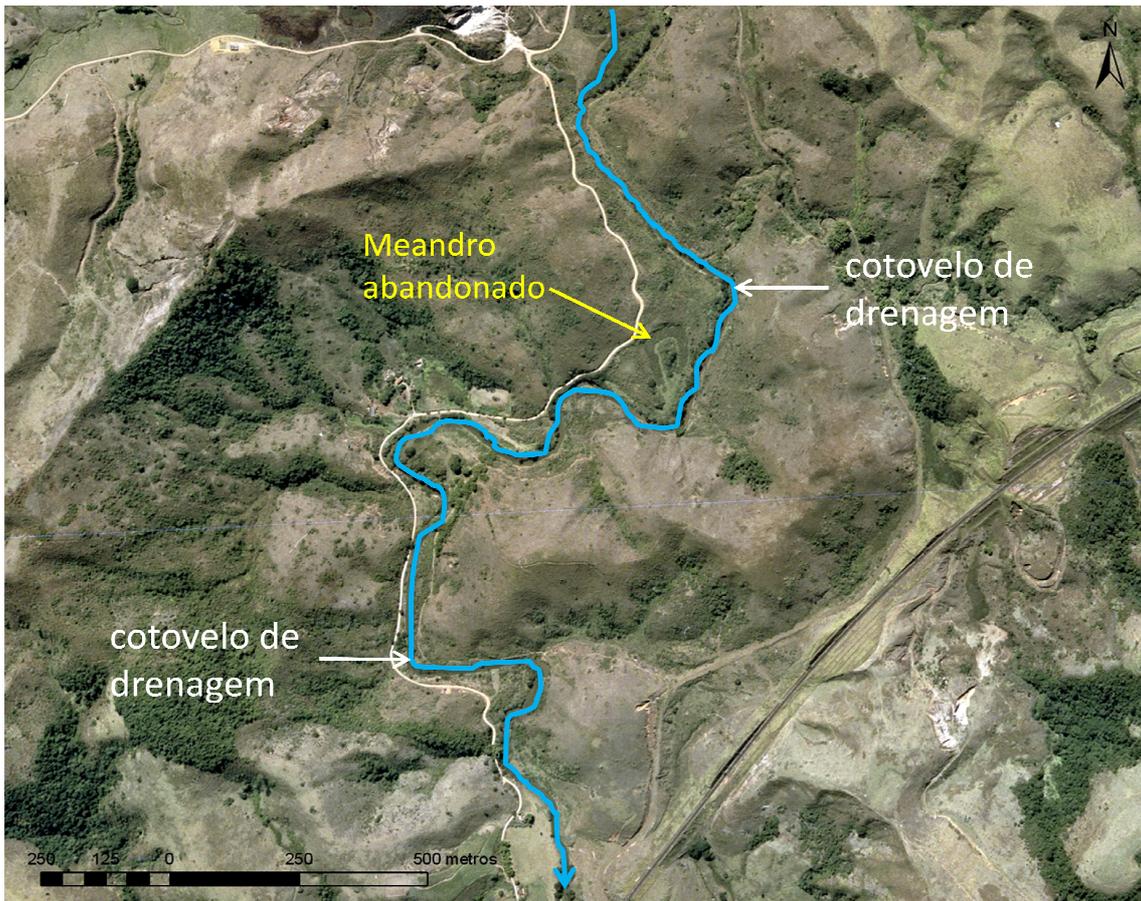


Figura 30. Fotografia aérea digital de alta resolução do baixo curso do rio Turvo, com destaque para o trecho da planície de inundação que foi realizado o levantamento estratigráfico.

A análise dos grãos que compõem a planície de inundação do rio Turvo mostrou curvas de distribuição bem individualizadas entre, mostrando forte diferenciação granulométrica entre as camadas depositadas (Figura 31).

A classificação dos grãos revelou do topo para a base a seguinte sequência granulométrica: areia (2), silte (1), lodo (1) e silte arenoso (1) (Tabela 15). Podemos afirmar que houve de certa forma, um melhor agrupamento das frações depositadas, pois somente a camada mais profunda apresentou classificação que envolve sedimentos finos e grossos.

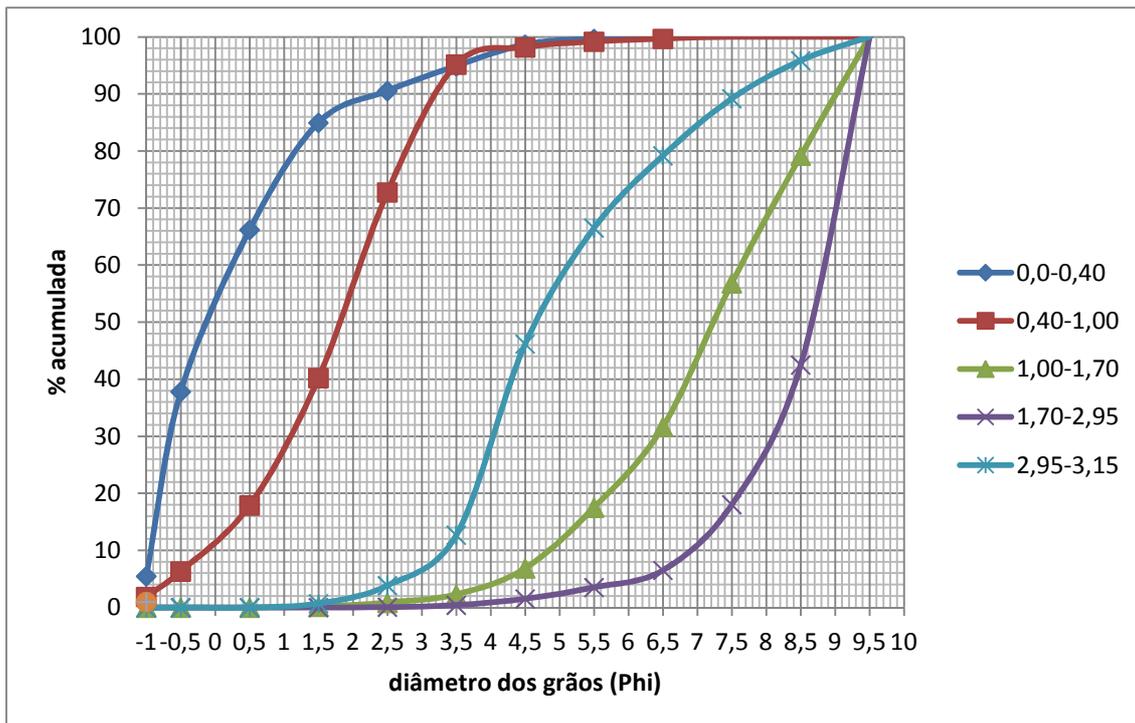


Figura 31. Curvas acumuladas de distribuição granulométrica dos sedimentos da planície de inundação do rio Turvo.

Tabela 15. Parâmetros estatísticos dos sedimentos da planície de inundação do rio Turvo.

Nº	Prof. (cm)	Classificação Folk (1954)	Mz (grão médio)		σ 1 (desvio padrão)		Sk1 (assimetria)		Kg (kurtose)	
			valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.	valor	Class.
1	0,0-0,40	A	0,01	AG	1,46	MS	0,26	P	0,95	ME
2	0,40-1,00	A	1,71	AM	1,37	MS	-0,19	N	1,07	ME
3	1,00-1,70	S	7,10	SMF	1,63	MS	-0,16	N	0,93	ME
4	1,70-2,95	L	8,39	A	0,99	MOS	-0,46	MN	1,10	ME
5	2,95-3,15	Sa	5,18	SM	1,60	MS	0,40	MP	0,97	ME

Classificação: A = areia; Aa = areia argilosa; Al = areia lodosa; As = areia siltosa; A'a = argila arenosa; La = lodo arenoso; Sa = silte arenoso; A' = argila; L = lodo; S = silte. Mz (grão médio) classificação: AMG = areia muito grossa; AG = areia grossa; AM = areia média; AF = areia fina; AMF = areia muito fina; SMG = silte muito grosseiro; SG = silte grosseiro; SM = silte médio; SF = silte fino; SMF = silte muito fino; A = argila. σ 1 (desvio padrão) classificação: EMS = extremamente mal selecionado; MMS = muito mal selecionado; MS = mal selecionado; MOS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado; MBS = muito bem selecionado. Sk1 (assimetria) classificação: MN = muito negativa; N = negativa; APS = aproximadamente simétrica; P = positiva; MP = muito positiva. Kg (kurtose) classificação: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; ME = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica; EL = extremamente leptocúrtica.

A classificação do grão médio mostrou valores que vão desde areia grossa, como a camada superficial, até argila, na faixa entre 1,70-2,95 metros. Essa grande variabilidade do tamanho do grão é uma resposta direta a

variação do nível de energia do rio Turvo. A presença de areia grossa nos primeiros 40 cm do depósito grande capacidade de transportar sedimentos grosseiros até o seu baixo curso.

A planície do rio Turvo apresentou os mais baixos valores de desvio padrão de todos os depósitos estudados. Esse depósito foi o único a não apresentar nenhuma faixa classificada como muito mal selecionada e, por outro lado, somente nele observou-se a categoria moderadamente selecionada, na faixa lodosa entre 1,70-2,95 metros.

A assimetria mostrou valores negativos nas faixas 2, 3 e 4, e valores positivos nas faixas do topo e da base. A curtose apresentou todas as camadas sedimentares como mesocúrticas, não havendo, assim, curvas achatadas nem com pico.

De modo geral, podemos afirmar que foi observado um aumento do nível de selecionamento dos depósitos localizados próximos as áreas fontes de sedimentos, como as zonas de cabeceiras de drenagem, para os pacotes sedimentares situados mais a jusante, permitindo o rio trabalhar no sentido de transportar em função do seu nível de energia.

6.5 Volumetria dos depósitos e Taxa de Sedimentação

De acordo com o cálculo da volumetria dos depósitos, os volumes de sedimentos remanescentes do período que marcou a transição Pleistoceno-Holoceno registraram aproximadamente $6.488.176 \text{ m}^3$, representando parte do material que foi erodido nas encostas durante este evento erosivo-deposicional

(tabela 16). Esse volume de sedimentos distribuídos ao longo do tempo de duração máxima desse evento, que foi de 2.000 anos, revela uma taxa de sedimentação de 3.244 m³/ano para toda a área da bacia do rio Turvo (411,5 km²).

Essa taxa de sedimentação encontrada na bacia do rio Turvo é baixa quando comparada com as taxas observadas por Dantas (1995) na bacia do rio Piracema, tributária do rio Bananal. Segundo o autor a bacia do rio Piracema teve uma taxa de sedimentação da ordem de 38.500 m³/ano referente ao período de transição Pleistoceno-Holoceno. Desta maneira, a taxa de sedimentação observada na bacia do rio Turvo foi de apenas 8% da registrada na bacia do rio Piracema.

Entretanto, vale ressaltar que as taxas de sedimentação não são uniformes em toda a bacia do rio Turvo. Foram também calculados os volumes e as taxas de sedimentação para 3 sub-bacias do rio Turvo: bacia do rio Pedras, bacia do rio Ramalho e bacia do rio Cachimbal. A escolha dessas sub-bacias deveu-se ao fato de estas concentrarem os depósitos referentes ao período Pleistoceno-Holoceno. Do total do volume de sedimentos encontrados na bacia do rio Turvo, 63,5% foram observados na sub-bacia do rio Pedras com uma taxa de sedimentação de aproximadamente 2.240 m³/ano. As sub-bacias dos rios Ramalho e Cachimbal apresentaram taxas de sedimentação de 572 m³ e 186 m³/ano, respectivamente (tabela 16).

Tabela 16. Mensurações dos depósitos fluviais correspondentes ao ciclo Pleistoceno-Holoceno.

Bacia de drenagem	A (km ²)	D (m ²)	E (m)	V (m ³)	C (km)	Ts (m ³ /ano)	Ts (m ³ /km/ano)	ISV
Rio Cachimbal	34,3	75.725	6,3	372.112	13,13	186	14	0,78
Rio das Palmeiras	4,3	121.668	5,5	521.955	4,6	261	56	0,78
Rio do Ramalho	29,8	287.401	5,1	1.143.281	12,16	572	47	0,78
Rio das Pedras (Terraços)	132,4	457.541	7,8	2.819.368	26,75	1.410	53	0,79
Rio das Pedras (Planícies)	132,4	572.821	2,9	1.661.182	26,75	830	31	-
Rio das Pedras (Terraços e planícies)	132,4	1.030.362	4,3	4.480.549	26,75	2.240	84	-
Rio Ermo	6,2	75.979	11,1	666.259	5,7	333	58	0,79
Rio Marimbondo	18,9	118.741	6,1	527.213	11,9	264	24	0,79
Rio Turvo	411,5	1.831.783	4,6	6.488.176	58,62	3.244	55	0,77

A (Km²) = área da bacia de drenagem
D (m²) = área ocupada pelo depósito
E (m) = espessura média do depósito
V(m³) = volume de sedimentos do depósito
C (Km) = comprimento do canal principal
Ts (m³/km/ano) = taxa de sedimentação
ISV = índice de sedimentação do vale

Para facilitar a comparação entre bacias foi relacionado à taxa de sedimentação o comprimento do canal principal (km). Nesta relação a bacia do rio Pedras também apresentou o maior índice, com uma taxa de sedimentação de aproximadamente 84 m³/km/ano, enquanto as sub-bacias dos rios Ramalho e Cachimbal apresentaram taxas de sedimentação de 47 m³/km/ano e 14 m³/km/ano, respectivamente (Tabela 16).

As sub-bacias dos rios Ermo e Palmeiras encontram-se suspensas em relação ao rio adjacente de hierarquia superior, sustentadas por níveis de base locais, possuindo, assim, as maiores estocagens de sedimentos das menores sub-bacias. Desta maneira, acreditamos que estas sub-bacias apresentam as maiores retenções dos sedimentos produzidos no ciclo erosivo-deposicional da transição Pleistoceno-Holoceno. Todavia, essas sub-bacias apresentaram taxas de sedimentação bem inferiores a da menor taxa de sedimentação

encontrada por Dantas (1995) e Dantas e Coelho Netto (1996) nas sub-bacias do rio Piracema.

O volume de sedimentos estocados nas planícies de inundação da bacia do rio Pedras totalizaram um montante de quase 9.700.000 m³ o que indica taxas de sedimentação para o período do ciclo cafeeiro de 97.000 m³/ano. Esses valores encontrados na bacia do rio Pedras são muito próximos dos volumes apresentados por Dantas (1995) e Dantas e Coelho Netto (1996) para a bacia do rio Piracema, indicando magnitudes semelhantes dos processos erosivos-deposicionais (Tabela 17). Os cálculos da taxa de sedimentação incluindo o comprimento do canal principal (km) também apresentaram resultados semelhantes, pois, as bacias possuem áreas e comprimentos dos rios principais parecidos.

Tabela 17. Mensurações dos depósitos fluviais correspondentes ao ciclo do café.

Bacia de drenagem	A (km ²)	D (m ²)	E (m)	V (m ³)	C (km)	Ts (m ³ /km/ano)
Rio das Pedras	132,4	3.877.627	2,5	9.694.067	26,7	3.624
Rio Piracema*	130,6	3.470.000	2,8	9.716.000	26,0	3.737

A (Km²) = área da bacia de drenagem

D (m²) = área ocupada pelo depósito

E (m) = espessura média do depósito

V(m³) = volume de sedimentos do depósito

C (Km) = comprimento do canal principal

Ts (m³/km/ano) = taxa de sedimentação

*Dados extraídos de Dantas (1995).

Dantas (1995) e Dantas e Coelho Netto (1996) afirmaram que na bacia do rio Bananal a magnitude do evento erosivo-deposicional relacionado a transição Pleistoceno-Holoceno, através do volume dos depósitos encontrados, foi muito superior à registrada durante o ciclo cafeeiro, contudo, este último caracterizou-se por maior intensidade dos processos erosivos, demonstrados

através da taxa de sedimentação. Segundo os autores, a taxa de sedimentação referente ao ciclo cafeeiro foi 2,5 vezes maior que a do ciclo Pleistoceno-Holoceno.

Ao comparar esse comportamento da bacia do rio Piracema com o da bacia do rio Pedras, verificamos que, enquanto a taxa de sedimentação referente ao ciclo cafeeiro foi praticamente a mesma, a taxa de sedimentação produzida durante o ciclo da transição Pleistoceno-Holoceno representou apenas 6% da ocorrida na bacia do rio Piracema. Destaca-se, ainda, que a sub-bacia do rio Pedras apresentou a maior taxa de sedimentação de toda a bacia do rio Turvo.

Sobre essa característica da bacia do rio Pedras vale destacar: 1) a bacia do rio Pedras apresentou planícies de inundação com idade referente à transição Pleistoceno-Holoceno, ou seja, são antigos terraços formados nesse episódio de instabilidade que foram erodidos e hoje funcionam novamente como planície de inundação. Assim, o rio Pedras apresentou menor estocagem de sedimentos que a bacia do rio Piracema em função de sua maior capacidade de transporte e menor número de bacias suspensas por knickpoints; 2) Apesar de ser evidente que parte dos sedimentos produzidos não ficaram estocados, os resultados das taxas de sedimentação de algumas sub-bacias tributárias do rio Pedras, que mostraram as maiores retenções de sedimentos, como a do rio Ermo, - com terraço fluvial de 11 metros de espessura – apresentaram baixa magnitude e intensidade quando comparadas com a bacia do rio Piracema, esta característica revela que de fato a atividade erosiva foi menor na bacia do rio Turvo.

Em relação aos processos que regularam a evolução recente na bacia do rio Bananal, Coelho Netto (1999) destaca a grande efetividade mecânica através da *seepage erosion* alimentada por fluxos artesianos em fraturas sub-verticais e, também, por fluxo subsuperficial muito freqüente sob o domínio das pastagens que se instalaram após o declínio do café na região. A bacia do rio Turvo possui gradiente hidráulico menor que o da bacia do rio Bananal, onde esta última tem como grande área de recarga o Planalto da Bocaina, sendo bem mais eficiente na exfiltração de água subterrânea na zona de colinas. A principal feição erosiva resultante desse processo de exfiltração é a voçoroca, que o mapeamento mostrou baixa densidade na bacia do rio Turvo e na sub-bacia do rio das Pedras, sendo 0,08 voçorocas/km² e 0,16 voçorocas/km² respectivamente. Por outro lado, Cambra (1999) encontrou cerca de 1 voçoroca/km² na bacia do rio Piracema. Portanto, a *seepage erosion* é menos comum na bacia do rio Turvo, onde, por outro lado, predominam processos erosivos superficiais (*splash erosion* e *sheet-whash erosion*). Coelho Netto *et al* (2009), avaliando a variabilidade espacial dos processos de denudação química e física no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, afirmaram que a predominância de tais processos estariam associados às estruturas do substrato geológico em conjunção com parâmetros geomorfológicos de escala regional, como o gradiente da bacia.

6.6 Caracterização dos solos da bacia do rio Turvo

Perfis localizados na sub-bacia do rio das Pedras

Os perfis 1 até 8 foram distribuídos em dentro da sub-bacia do rio das Pedras de forma a contemplar os dois tipos litológicos principais (Biotita-gnaïsse bandado (Unidade Andrelândia) e Granada-biotita granito porfiróide foliado (Unidade Juiz de Fora)) e três compartimentos do relevo, colinas rebaixadas (60-120 m), colinas de média amplitude (121-200 m) e colinas de grande amplitude (201-400 m). A tabela 18 mostra uma síntese da localização, das características topográficas, litológicas e a classificação dos solos.

Tabela 18. Situação topográfica e litologia dos perfis 1 ao 8

Perfil	Altitude (metros)	Situação topográfica	Compartimento do relevo	Litologia / Unidade	Classe de solo
1	590	Topo suave ondulado	121-200 metros - colinas de média amplitude	Biotita gnaïsse bandado / Andrelândia	Cambissolo
2	540	Topo suave ondulado	60-120 metros - colinas rebaixadas	Biotita gnaïsse bandado / Andrelândia	Cambissolo-Latossolo
3	570	Topo suave ondulado	60-120 metros - colinas rebaixadas	Biotita gnaïsse bandado / Andrelândia	Argissolo
4	460	Topo suave ondulado	60-120 metros - colinas rebaixadas	Granada-biotita granito porfiróide foliado/Juiz de Fora	Argissolo
5	530	Topo suave ondulado	201-400 metros colinas de grande amplitude	Granada-biotita granito porfiróide foliado/Juiz de Fora	Argissolo
6	610	Topo suave ondulado	121-200 metros - colinas de média amplitude	Biotita gnaïsse bandado / Andrelândia	Latossolos-Cambissolo
7	450	Topo suave ondulado	60-120 metros - colinas rebaixadas	Granada-biotita granito porfiróide foliado/Juiz de Fora	Argissolo
8	650	Topo suave ondulado	201-400 metros colinas de grande amplitude	Biotita gnaïsse bandado / Andrelândia	Cambissolo-Latossolo

Perfil 1

A trincheira 1 foi localizada em topo suave ondulado, sob pastagem, com altitude cerca de 590 m de altitude, dentro do compartimento colinoso de amplitude entre 120-200 m. O material de origem é o Biotita gnaiss bandado, inserido na megassequencia Andrelândia.

O perfil 1 apresentou solo pouco profundo, com espessura total de 93 cm (figura 32), tendo o horizonte B com 73 cm. A estrutura predominante no perfil foi blocos subangulares, com exceção do horizonte A que apresentou estrutura granular. Quanto ao grau de desenvolvimento variou de moderada (horizonte A e AB) a fraca (horizonte B), de tamanho muito pequena e pequena. A cor foi bruno nos horizontes superficiais (A e AB), vermelho-amarelado no horizonte B e tons avermelhados no horizonte C.



Figura 32. Foto da trincheira 1.

A textura variou de areia franca no horizonte C, franco-argilosa no horizonte, a franco-argiloarenosa nos horizontes A e AB. As características morfológicas apresentadas pela trincheira 1 sugerem tratar-se de um Cambissolo, entretanto, sua espessura de 73 cm é superior a exigida para esta classe de solo.

O horizonte C foi observado a partir de 93 cm de profundidade, mostrando alternância de cores entre camadas, variando de bruno-forte a vermelho, com textura franca. A variação de cor no horizonte C reflete o intemperismo de diferentes bandas do gnaisse.

As análises físicas do perfil 1 mostraram tratar-se de um solo com horizonte B argiloso (Tabela 19). A relação silte/argila no horizonte B foi 0,64, o que para solos argilosos como este, é típico da classe dos Cambissolos. O teor de argila natural dispersa em água é baixo o que indica um alto grau de floculação do solo. A relação textural AB/A foi 1,28 e de Bi/AB 1,26, descartando a possibilidade de ser um horizonte com B textural. A porosidade total no horizonte B foi de 48%, o que é baixa para classificar este solo como Latossolo. Desta forma, as características morfológicas e físicas apresentadas sugerem tratar-se de um Cambissolo, contudo, a sua espessura de 73 cm está acima do limite estabelecido para esta classe, o que indica tratar-se de um solo intermediário.

Tabela 19. Características físicas do perfil 1

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾ B/A	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹				%				Mg m ⁻³		%
A	0-13	292	94	352	262	-	-	1,34	-	1,27	2,62	51
AB	-20	264	101	300	335	-	-	0,90	1,28	-	-	-
Bi	-93	217	91	269	423	12	97,1	0,64	1,26	1,38	2,63	48
C	-200+	177	156	371	296	-	-	1,25	-	1,46	2,70	46

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de flocculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Perfil 2

A trincheira 2 foi localizada em topo aplainado, sob pastagem, com altitude de 540 m. A trincheira foi aberta dentro do compartimento de colinas dissecadas de amplitude de relevo inferior a 120m. O material de origem é também o Biotita-gnaiss bandado, correspondente a megassequencia Andrelândia.

As características morfológicas observadas foram muito semelhantes as do perfil 1. O perfil 2 apresentou solo pouco profundo, com espessura total de 96 cm, tendo o horizonte B com 77 cm (figura 33).

Em relação a diferenciação dos horizontes, observou-se que há boa diferenciação com transição plana e clara predominante. O horizonte A apresentou cor bruno, estrutura granular de grau moderado a forte e tamanho pequena, e textura franca. O horizonte B mostrou cor vermelho-amarelada, estrutura granular, moderada, pequena. A textura é franco-argiloarenosa e a cerosidade é ausente no perfil. As características morfológicas apresentadas pela trincheira 2, assim como na trincheira 1, sugerem tratar-se de solo tipo Cambissolo.



Figura 33. Foto da trincheira 2.

Foi observado abaixo do horizonte B uma camada de cascalhos quartzosos, formato anguloso, com espessura de 11 cm. O horizonte subsequente foi o BC, de cor ainda vermelho-amarelada, textura franca, estrutura em blocos sub-angulares de grau fraco a moderado e tamanho muito pequena. O horizonte C teve início a 140 cm de profundidade e apresentou cor vermelho e textura franca.

O perfil 2 apresentou horizonte B argiloso com alto grau de floclulação (Tabela 20). A relação silte/argila foi 0,58, o que é suficiente para a classe dos Latossolos de textura argilosa. A relação textural entre os horizontes é baixa, descartando a possibilidade de existência de um horizonte B textural. Por outro lado, a baixa densidade aparente e a alta porosidade são típicas dos Latossolos. Entretanto, a clara diferenciação entre horizontes bem como a

pouca espessura do horizonte B (74 cm) não são comuns para maioria dos Latossolos.

Assim, o perfil 2 trata-se de um solo intermediário, com características de Cambissolo e de Latossolo. Santos *et. al.* (2010) estudando solos em uma topossequencia no domínio de mar de morros do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, descreveram a existência de Cambissolos, em posição de topo e de meia encosta, com mais de 50 cm de espessura por não apresentarem características definidas de outras classes de solos.

Tabela 20. Características físicas do perfil 2

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-10	220	115	396	268	-	-	1,48	-	1,23	2,67	54
BA	-19	330	100	288	283	-	-	1,02	1,05	-	-	-
Bi-Bw	-96	222	94	252	433	4	99	0,58	1,53	1,20	2,69	55
Casc.	-107	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BC	-140	233	72	427	268	-	-	1,59	-	-	-	-
C	-180+	334	107	374	184	-	-	2,03	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de flocculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Perfil 3

A trincheira 3 foi localizada em topo suave ondulado, sob pastagem, com altitude de 570 m. As duas trincheiras foram abertas dentro do compartimento de colinas dissecadas de amplitude de relevo inferior a 120m. O material de origem é também o Biotita-gnaiss bandado, correspondente a megassequencia Andrelândia.

O perfil 3 apresentou características morfológicas um pouco distintas dos perfis anteriores. O perfil 3 mostrou solo pouco profundo, com espessura

total de 95 cm, tendo o horizonte B com 74 cm (Figura 34). Os horizontes mostraram boa diferenciação entre si, predominando transição plana e clara.

O horizonte A de cor bruno-escuro e textura franca, apresentou estrutura em blocos sub-angulares de grau moderado e tamanho pequeno. O horizonte BA apresentou cor vermelho-amarelada e textura franco-argilosa. A estrutura foi marcada por blocos sub-angulares de grau moderado e tamanho pequeno a muito pequeno. O horizonte B mostrou cor vermelho-amarelado e textura argilosa. De modo geral, observou-se um enriquecimento de argila do horizonte A para o horizonte B. A estrutura do horizonte B foi blocos sub-angulares de grau moderado e tamanho pequeno a muito pequeno. Foi observado a presença de cerosidade moderada e comum. Esse enriquecimento de argila e a presença de cerosidade são típicos da classe dos Argissolos.



Figura 34. Foto da trincheira 3.

Assim como no perfil 2, foi observado a presença de uma camada de cascalhos angulosos rica em quartzo, abaixo do horizonte B, sendo um pouco mais espessa, com 19 cm. O horizonte subsequente foi o C, de cor vermelho e textura franca. Foi também observado a presença de fragmentos de rocha intemperizada e cristais de quartzo de até 3 cm de diâmetro.

O perfil 3, apesar de ter apresentado algumas características morfológicas semelhantes ao perfil 2, como a espessura do *solum*, alguns atributos físicos diferiram significativamente do perfil anterior.

O horizonte A apresentou baixo teor de argila (17%), alta relação silte/argila, bem como alta densidade do solo e baixa porosidade (Tabela 21). Essa característica refere-se a compactação do topo do solo promovido pelo pisoteio do gado. O horizonte BA apresentou um forte aumento de argila em relação ao horizonte A, o que resultou em uma relação textural de 2,02, típica de um horizonte B textural. O horizonte B mostrou caráter argiloso, baixa concentração de argila natural, alto grau de floculação, baixa relação silte/argila e alta relação textural. Devido ao alto teor de argila a densidade do solo é também alta resultando em uma baixa porosidade total.

Tabela 21. Características físicas do perfil 3

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾ B/A	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾ %
		AG	AF							Ds	Dp	
		g kg ⁻¹				%		Mg m ⁻³				
A	0-13	278	131	421	170	-	-	2,48	-	1,40	2,65	47
BA	-21	260	118	278	344	-	-	0,81	2,02	-	-	-
Bt	-95	212	118	225	444	4	99	0,51	2,61	1,41	2,62	46
Casc.	-114	393	115	286	206	-	-	1,39	-	-	-	-
C	-290+	319	167	350	165	-	-	2,12	-	1,47	2,70	46

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de floculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Todos esses atributos físicos evidenciados na trincheira 3, aliados a presença de cerosidade moderada e comum, não deixam dúvidas de que se trata de um horizonte B textural, característico da classe dos Argissolos.

Perfil 4

A trincheira 4 foi localizada em topo suave ondulado, sob pastagem, com altitude cerca de 460 m de altitude, dentro do compartimento de colinas dissecadas com amplitude inferior a 120 m. O material de origem é o granada-biotita granito porfiróide foliado, inserido no Grupo Juiz de Fora. Assim, o perfil 4 foi desenvolvido sobre litologia distinta dos perfis 1, 2 e 3.

O perfil 4 mostrou-se morfologicamente bem diferente dos perfis 1, 2 e 3. Apresentou solo profundo, com espessura total de 115 cm, tendo o horizonte B com 80 cm (figura 35). A estrutura foi blocos subangulares nos horizontes A e BA, grau de desenvolvimento moderado e tamanho muito pequena e pequena. O horizonte B apresentou estrutura em blocos angulares, moderada, muito pequena a pequena, além de presença de cerosidade moderada e comum. A consistência foi firme, plástica e pegajosa. Estes atributos são típicos de solos com horizonte B textural, característicos dos Argissolos.

A cor foi bruno nos horizontes superficiais (A e BA), vermelho-amarelado no horizonte B e tons avermelhados no horizonte C. A textura mostrou um aumento nos teores de argila do horizonte A até o B, sendo franca no horizonte A, franco-argiloarenosa no horizonte BA e Bt1 e argilosa no Bt2. As características morfológicas apresentadas pela trincheira 4 apontam para um solo tipo Argissolo.



Figura 35. Foto da trincheira 4.

De modo semelhante aos perfis 2 e 3, foi observado a presença de uma camada de cascalhos angulosos rica em quartzo, porém mais estreita (5 cm) e mais profunda. O horizonte subsequente foi o C, de cor vermelho e textura franco-siltosa.

Os resultados das análises físicas do perfil 4 mostram forte semelhança com o perfil 3 (Tabela 22). O horizonte A apresentou baixo teor de argila (19%), relação silte/argila 1,47, alta densidade do solo e baixa porosidade. A explicação para esse grau de compactação do horizonte A tem a mesma explicação apresentada para o perfil 3. O horizonte BA também apresentou mudança textural abrupta em relação ao horizonte A. A relação textural foi de 1,75, característica de um horizonte B textural. O horizonte B1, de textura franco-argilosa, apresentou alta relação textural (1,74), alta densidade do solo e baixa porosidade total. O horizonte B2 mostrou caráter argiloso, mais baixa

concentração de argila natural, alto grau de flocculação (99%), baixa relação silte/argila e alta relação textural (2,03). Em virtude do aumento do teor de argila em profundidade, a densidade do solo é maior que em B1 e, conseqüentemente, mais baixa é a porosidade total.

Tabela 22. Características físicas do perfil 4

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-11	282	231	290	197	-	-	1,47	-	1,40	2,65	47
BA	-35	221	212	241	346	-	-	0,64	1,75	141	2,62	46
Bt1	-90	185	216	297	343	19	93,7	0,75	1,74	1,41	2,60	46
Bt2	-115	144	187	268	401	4	99	0,67	2,03	1,47	2,66	45
Casc.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-120	203	186	518	94	-	-	5,51	-	-	-	-
C	-180+	144	217	564	75	-	-	7,52	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de flocculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Assim como no perfil 3, o conjunto de resultados das análises físicas e as características morfológicas caracterizam o horizonte B do perfil 4 também como textural, pertencente a classe dos Argissolos.

Perfil 5

A trincheira 5 foi localizada em topo suave ondulado, sob pastagem, com altitude cerca de 530 m de altitude, dentro do compartimento de colinas com grande amplitude de relevo entre 201-400 m. O material de origem é o mesmo do perfil 4, ou seja, granada-biotita granito porfiróide foliado, inserido no Grupo Juiz de Fora.

O perfil 5 mostrou algumas semelhanças morfológicas em relação ao perfil 4. Apresentou solo profundo, com espessura total de 125 cm, tendo o

horizonte B com 106 cm (figura 36). A estrutura foi blocos subangulares em todos os horizontes, com grau de desenvolvimento forte no horizonte A e moderado nos horizontes BA e B, e tamanho variando entre muito pequena e pequena. No horizonte B não foi observado a presença de cerosidade, contudo sua presença é fraca e pouca. Estas características evidenciam a formação do horizonte B textural, característicos dos Argissolos, entretanto, ainda em fase inicial. A cor foi bruno no horizonte superficial (A) e vermelho-amarelado nos horizontes BA e B, o horizonte C apresentou cor homogênea com tons bruno-avermelhados. A textura do horizonte A foi franca, dos horizontes BA e B foi franco-argilosa e no horizonte C novamente franca. Algumas características morfológicas apresentadas pela trincheira 5 apontam para um solo tipo Argissolo em processo de formação.



Figura 36. Foto da trincheira 5.

O perfil 5 mostrou características físicas parecidas com as dos perfis 3 e 4 (Tabela 23). O horizonte A apresentou baixo teor de argila (19%), alta relação silte/argila, densidade do solo de 1,3 e porosidade total de 51%. Este horizonte A mostrou-se um pouco menos compactado que o dos perfis 3 e 4. O horizonte subjacente foi o BA, com aumento significativo no teor de argila, resultando em uma relação textural de 1,63. Para solos que o teor de argila do horizonte A varia entre 15 e 40% é necessário gradiente maior ou igual a 1,7 para caracterização do horizonte B como textural. Desta maneira, destacamos que apesar do valor observado para a relação textural entre BA e A ser bem próximo do limite estabelecido para classificar como B textural, ele não atingiu esse limite, não sendo, assim, um B textural formado.

Tabela 23. Características físicas do perfil 5

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-12	246	180	383	191	-	-	2,01	-	1,30	2,68	51
BA	-19	234	177	279	310	-	-	0,90	1,63	1,34	2,61	48
Bt1	-53	204	179	246	371	3	99	0,66	1,94	1,46	2,67	45
Bt2	-125	207	181	308	305	1	99,7	1,01	1,60	1,48	2,73	46
BC	-180	215	226	385	174	-	-	2,21	-	-	-	-
C	-200+	272	236	383	109	-	-	3,52	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de flocculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

O horizonte B1 seguiu a tendência de enriquecimento de argila, apresentando uma relação textural de 1,94. A relação silte/argila foi de 0,66, o que é insuficiente para a classe dos Latossolos. O horizonte B apresentou baixo teor de argila natural e, conseqüentemente, alto grau de flocculação. A densidade do solo é elevada o que resultou em uma menor porosidade total.

Como a possibilidade de ser um Latossolo foi descartada, em função da alta relação silte/argila e da baixa porosidade (45%), este solo trata-se de um solo intermediário, juntando algumas características de Cambissolos e de Argissolos, porém mais do segundo tipo.

Perfil 6

A trincheira 6 foi localizada em topo suave ondulado, sob pastagem, com altitude cerca de 610 m de altitude, dentro do compartimento de colinas médias com amplitude de relevo entre 121-200 m. O material de origem é o mesmo dos perfil 1, 2 e 3, ou seja, Biotita-gnaiss bandado, correspondente a megassequencia Andrelândia.

O perfil 6 apresentou solo profundo, com espessura total de 153 cm, tendo o horizonte B com 127 cm (figura 37). O horizonte A apresentou cor bruno-amarelado escuro, textura franco-arenosa, estrutura granular forte a moderada, de tamanho pequena a muito pequena. O horizonte BA apresentou cor vermelho-amarelado, textura franco-argiloarenosa, estrutura granular, moderada e pequena. O horizonte B1, com espessura de 54 cm, apresentou cor vermelho-amarelado, estrutura moderada a fraca, de tamanho pequena a muito pequena, tipo blocos sub-angulares, com ausência de cerosidade. O horizonte subsequente foi classificado como B2, de cor bruno-forte, textura franco-argiloarenosa, estrutura fraca a moderada, de tamanho muito pequena, tipo blocos sub-angulares, com ausência de cerosidade. Foi observado, também, pouca diferenciação entre os horizontes, principalmente entre B1 e B2, o que é característico da classe dos Latossolos.



Figura 37. Foto da trincheira 6.

Estas características morfológicas mais se aproximam dos Latossolos, pois o solo é profundo demais para a classe dos Cambissolos e a ausência de cerosidade o distancia dos Argissolos.

As análises físicas reforçam a possibilidade de o solo ser um Latossolo (Tabela 24). O horizonte A apresentou textura média, alta relação silte/argila, baixa densidade do solo e alta porosidade. O horizonte BA observou um aumento no teor de argila, porém não suficiente para classificá-lo como textural, pois a relação textural foi baixa (1,37). Os horizontes B1 e B2 tiveram grande aumento de argila, sendo classificados como argilosos. A argila natural dispersa em água foi mínima gerando um alto grau de floculação. Esta característica é típica dos Latossolos.

A relação silte/argila no horizonte B (0,46 em B1 e 0,31 em B2) reforça essas suposições, bem como a porosidade total suficiente para a classe dos

Latossolos. A não observância de mudança textural abrupta descarta a possibilidade do horizonte B textural.

Tabela 24. Características físicas do perfil 6

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-10	311	173	280	236	-	-	1,19	-	1,25	2,65	53
BA	-26	263	161	253	323	-	-	0,78	1,37	-	-	-
Bw1	-80	185	158	207	450	3	99	0,46	-	1,34	2,7	50
Bw2	-153	200	153	152	495	1	99,7	0,31	-	1,36	2,72	50
C	-200+	245	171	246	338	-	-	0,73	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de flocculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Perfil 7

A trincheira 7 foi localizada nas mesmas condições da trincheira 4, ou seja, em topo suave, sob pastagem, com altitude cerca de 450 m de altitude, dentro do compartimento de colinas dissecadas com amplitude inferior a 120 m. O material de origem é o granada-biotita granito porfiróide foliado, inserido no Grupo Juiz de Fora.

O perfil 7 mostrou-se morfologicamente semelhante ao perfil 4. Apresentou solo profundo, com espessura total de 115 cm, tendo o horizonte B com 61 cm (figura 38). O horizonte A apresentou cor bruno e textura franca. A estrutura foi blocos sub-angulares com grau de desenvolvimento moderado a forte, de tamanho muito pequena e pequena. O horizonte E teve cor bruno-forte e textura franco-argiloarenosa. A espessura do horizonte E foi de 14 cm, com estrutura em blocos sub-angulares, moderada de tamanho pequena e muito pequena. A consistência do horizonte E foi friável, não plástica e não pegajosa. O horizonte B apresentou cor vermelho-amarelado e textura franco-argilosa. A

estrutura foi em blocos angulares, moderada a forte, muito pequena e pequena, além de presença de cerosidade moderada e comum. A consistência foi firme, plástica e pegajosa. A diferenciação entre os horizontes E, B e BC foi gradual. Estes atributos são típicos de solos com horizonte B textural, característicos dos Argissolos.



Figura 38. Foto da trincheira 7.

O horizonte BC, com espessura de 28 cm, apresentou cor vermelho-amarelada e textura franca. A estrutura foi blocos sub-angulares, moderada e pequena, ausência de cerosidade e consistência firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

As análises físicas do perfil 7 mostraram semelhanças com os perfis anteriores, principalmente com o perfil 4 (Tabela 25). O horizonte A apresentou baixo teor de argila (14,8%) e altos teores de areia grossa (36,4%) e silte

(34,7%). A relação silte/argila é alta (2,34), a densidade do solo é ligeiramente alta e a porosidade baixa para um horizonte A.

O horizonte subsequente foi classificado como E, ou seja, horizonte eluvial (perda de argila). O horizonte E foi mais argiloso que o horizonte A, por isso mostrou menor relação silte/argila, maior densidade do solo e menor porosidade total. O horizonte B mostrou forte enriquecimento de argila, devido ao processo de iluviação (enriquecimento de argila), evidenciado pela mudança textural abrupta revelada através da alta relação textural Bt-E (1,77). O teor de argila dispersa em água é mínimo e o grau de flocculação é próximo a 100%. A densidade do solo é muito alta resultando em baixa porosidade total. Esses atributos físicos caracterizam a presença do horizonte B como textural, classificando o solo como Argissolo.

Tabela 25. Características físicas do perfil 7

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-12	364	142	347	148	-	-	2,34	-	1,36	2,65	49
E	-26	322	143	296	240	-	-	1,23	-	1,43	2,7	47
Bt	-87	180	118	277	425	1	99,7	0,65	1,77	1,47	2,61	44
BC	-115	178	93	337	392	-	-	0,86	-	-	-	-
C	-200+	214	185	324	277	-	-	1,17	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de flocculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Perfil 8

A trincheira 8 foi localizada em topo suave ondulado, sob pastagem, com altitude cerca de 650 m de altitude, dentro do compartimento de colinas com

grande amplitude de relevo entre 201-400 m. O material de origem é o Biotita-gnaisse bandado, correspondente a megassequencia Andrelândia.

O perfil 8 apresentou solo profundo, com espessura total de 115 cm, tendo o horizonte B com 95 cm (figura 39). O horizonte A apresentou cor bruno-escuro, textura franca, estrutura em blocos sub-angulares forte a moderada, de tamanho pequena a muito pequena. O horizonte BA apresentou cor bruno, textura franco-argilosa, estrutura em blocos sub-angulares, moderada e muito pequena e pequena. O horizonte B segue a tendência de cor observada em todos os perfis, sendo vermelho-amarelo, com textura franco-argilosa, estrutura em blocos sub-angulares, moderada a forte, muito pequena e pequena. Foi observado a presença de cerosidade fraca em pouca quantidade, a consistência foi firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.



Figura 39. Foto da trincheira 8.

Esses atributos morfológicos apontam para um solo intermediário, pois a espessura do horizonte B é grande para classe dos Cambissolos e pequena para a maioria dos Latossolos. A presença de cerosidade fraca e pouca pode ocorrer em alguns Latossolos. Nos Argissolos a cerosidade é pelo menos moderada e comum. A boa diferenciação entre os horizontes não é típica dos Argissolos e dos Latossolos, sendo mais comum nos Cambissolos.

Os parâmetros físicos do perfil 8 reforçam as suposições levantadas sobre os aspectos morfológicos do solo (Tabela 26). O horizonte A apresentou textura média, relação silte/argila alta (1,6), baixa densidade do solo e grande porosidade total (66%). O horizonte BA, também de textura média, mostrou uma diminuição da relação silte/argila (1,33) e baixa relação textural (1,16). Essa característica descarta a possibilidade de ser um horizonte B textural. O horizonte B apresentou textura argilosa, alto grau de flocculação (99,5%), relação silte/argila de 0,62 e alta porosidade. Esses atributos são característicos da classe dos Latossolos, apesar de a relação silte/argila está exatamente no limite de distinção entre os Cambissolos ($>0,6$) e os Latossolos ($<0,6$), para solos de textura argilosa.

Tabela 26. Características físicas do perfil 8

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾ B/A	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-12	256	132	377	235	-	-	1,60	-	0,89	2,61	66
BA	-20	241	126	361	272	-	-	1,33	1,16	1,23	2,65	53
Bi-Bw	-115	206	171	239	385	2	99,5	0,62	1,41	1,31	2,71	52
C1	-200+	216	143	453	189	-	-	2,39	-	1,46	2,68	46

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de flocculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Perfis localizados no médio-alto curso da bacia do rio Turvo

Os perfis 9 até 14 foram distribuídos no médio-alto curso da bacia do rio Turvo, deixando a sub-bacia do rio das Pedras de fora. Os perfis foram feitos em três tipos litológicos principais (Ortognaisses bandados (Unidade Juiz de Fora), Granada-biotita granito porfiróide foliado (Unidade Juiz de Fora)) e Silimanita-granada-biotita-gnaiss bandado (Unidade Andrelândia). Em relação ao relevo os perfis foram distribuídos em dois compartimentos: colinas rebaixadas (60-120 m) e colinas de média amplitude (121-200 m). A tabela 27 mostra um resumo da localização com as características topográficas, litológicas e a classe dos solos dos perfis.

Tabela 27. Situação topográfica e litologia dos perfis 9 ao 14

Perfil	Altitude (metros)	Situação topográfica	Compartimento do relevo	Litologia / Unidade	Classe de solo
9	585	Topo suave ondulado	60-120 metros - colinas rebaixadas	Ortognaisses bandados / Juiz de Fora	Latossolo
10	582	Topo suave ondulado	121-200 metros - colinas de média amplitude	Silimanita-granada-biotita-gnaiss bandado / Andrelândia	Latossolo
11	572	Topo suave ondulado	60-120 metros - colinas rebaixadas	Ortognaisses bandados / Juiz de Fora	Cambissolo-Latossolo
12	501	Topo suave ondulado	121-200 metros - colinas de média amplitude	Ortognaisses bandados / Juiz de Fora	Argissolo
13	534	Topo suave ondulado	60-120 metros - colinas rebaixadas	Ortognaisses bandados / Juiz de Fora	Latossolo
14	580	Topo suave ondulado	121-200 metros - colinas de média amplitude	Granada-biotita granito porfiróide foliado/Juiz de Fora	Argissolo

Perfil 9

A trincheira 9 foi localizada em topo suave ondulado, sob pastagem, com altitude cerca de 585 m de altitude, dentro do compartimento de colinas dissecadas com baixa amplitude de relevo, variando entre 60-120 m. O

material de origem Ortognaisses bandados, correspondente ao Grupo Juiz de Fora.

O perfil 9 apresentou solo muito profundo, com espessura total de 220 cm, tendo o horizonte B com 163 cm (figura 40). Foi observado pequena diferenciação dos horizontes e transição gradual/difusa predominante, o que é uma característica típica dos Argissolos e também dos Latossolos (Fonseca, 1986; Embrapa, 1995; Moreau *et. al.* 2006).



Figura 40. Foto da trincheira 9.

O horizonte A apresentou cor bruno-acinzentado-escuro, textura franca, estrutura granular forte a moderada, de tamanho pequena a muito pequena. O horizonte BA apresentou cor bruno, textura franco-argiloarenosa, estrutura granular, moderada e muito pequena e pequena. O horizonte B também foi vermelho-amarelo, com textura argilo-arenosa, estrutura granular, moderada, muito pequena e pequena, com ausência de cerosidade. A consistência foi

firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa. Esses atributos morfológicos indicam que o solo em questão trata-se de um latossolo, devido a sua grande espessura, estrutura granular muito pequena e ausência de cerosidade.

As análises físicas do solo do perfil 9 confirmaram as tendências apresentadas pelos atributos morfológicos (Tabela 28). O horizonte A apresentou textura média, relação silte/argila de 1,18, densidade do solo de 1,31 e porosidade total de 52%. O horizonte BA, também de textura média, apresentou relação silte/argila de 0,83, devido ao aumento do teor de argila. A relação textural foi de 1,23 indicando não haver mudança textural abrupta, descartando a possibilidade de ser um horizonte B textural. O horizonte B apresentou textura argilosa, nenhuma argila dispersa em água e grau de floculação de 100%. A relação silte/argila foi baixa (0,35 em B1 e 0,42 em B2) e a porosidade total superior a 50%. Todos esses atributos físicos atendem aos requisitos para classificar esse solo na classe dos Latossolos.

Tabela 28. Características físicas do perfil 9

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾ B/A	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-14	237	225	291	247	-	-	1,18	-	1,31	2,7	52
BA	-27	240	206	251	303	-	-	0,83	1,23	1,35	2,63	49
Bw1	-95	250	245	131	375	0	100	0,35	-	1,27	2,73	54
Bw2	-190	250	245	149	356	0	100	0,42	-	1,25	2,65	53
BC	-200+	245	258	290	207	-	-	1,40	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de floculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Perfil 10

A trincheira 10 foi localizada em topo suave ondulado, sob pastagem, com altitude cerca de 580 m de altitude, dentro do compartimento de colinas com amplitude de relevo variando entre 120-200 m. O material de origem são rochas da Megassequência Andrelândia, correspondente ao silimanita-granada-biotita gnaiss bandado.

O perfil 10 apresentou solo muito profundo, com espessura total de 200 cm, tendo o horizonte B com 190 cm (figura 41). Em relação a espessura desse perfil é importante ressaltar que não foi observado presença de horizonte A, removido por processo de aplainamento do topo para favorecer a plantação, assim, a espessura desse solo é maior do que a encontrada. No perfil 10 foi observado pequena diferenciação dos horizontes e transição gradual/difusa predominante, o que é uma característica típica dos Argissolos e também dos Latossolos (Fonseca, 1986; Embrapa, 1995; Moreau et. al. 2006).

O horizonte BA observado, com apenas 10 cm de espessura, apresentou cor bruno, textura franco-argilosa, estrutura granular, moderada, muito pequena. A consistência do horizonte é firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa. O horizonte B tem cor vermelho-amarelada, textura argilosa, estrutura granular, moderada e muito pequena. A cerosidade é ausente no perfil e a consistência é firme, plástica e pegajosa.

As características morfológicas observadas, como a grande profundidade do solo, estrutura granular muito pequena e ausência de cerosidade remetem a categoria dos latossolos.



Figura 41. Foto da trincheira 10.

As características físicas do perfil 10 revelaram tratar-se de um solo argiloso (Tabela 29). O horizonte BA é de textura argilosa, porém apresenta alto teor de silte. Como o horizonte A é ausente, então o horizonte BA é o superficial e por isso está compactado, como pode ser observado pela alta densidade do solo e baixa porosidade total.

Tabela 29. Características físicas do perfil 10

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
BA	0-10	185	110	355	350	-	-	1,01	-	1,45	2,7	46
Bw1	-62	220	143	231	407	2	99,5	0,57	-	1,22	2,68	54
Bw2	-140	225	150	230	395	0	100	0,58	-	1,08	2,63	59
Bw2	-200+	240	165	165	430	0	100	0,38	-	0,97	2,6	63

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de flocculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

O horizonte B mostrou alto teor de argila, baixa quantidade de argila natural dispersa e alto grau de floculação. A relação silte/argila foi de 0,57 em B1 e de 0,58 e 0,38 em B2, o que é típico da classe dos Latossolos. A densidade do solo apresentada foi baixa e conseqüentemente a porosidade total alta. Todos esses atributos físicos, bem como as características morfológicas apresentadas anteriormente reforçam a classificação deste solo na classe dos Latossolos.

Perfil 11

A trincheira 11 foi localizada em topo suave ondulado, sob pastagem, com altitude cerca de 570 m de altitude, dentro do compartimento de colinas dissecadas com baixa amplitude de relevo, variando entre 60-120 m. O material de origem Ortognaisses bandados, correspondente ao Grupo Juiz de Fora.

O perfil 11 apresentou solo profundo, com espessura total de 122 cm, tendo o horizonte B com 104 cm (figura 42). No perfil 11 foi observado pequena diferenciação dos horizontes e transição gradual/difusa predominante, o que é uma característica típica dos Argissolos e também dos Latossolos (Fonseca, 1986; Embrapa, 1995; Moreau et. al. 2006).

O horizonte superficial A apresentou cor bruno escuro, textura franca, estrutura granular, moderada a forte, muito pequena e pequena. A consistência é firme, plástica e pegajosa. O horizonte B tem cor vermelho-amarelada, textura variando de franco-argilosa a argilosa, estrutura granular, moderada e muito pequena. A cerosidade é ausente no perfil e a consistência é firme, plástica e pegajosa. Essas características são muito semelhantes ao do perfil

10, porém o perfil 11 mostrou-se menos profundo, o que é insatisfatório para um Latossolo. Assim, sugerimos inicialmente tratar-se de um solo intermediário evoluindo de um Cambissolo para um Latossolo.



Figura 42. Foto da trincheira 11.

Os resultados das análises físicas do solo confirmaram as interpretações morfológicas feitas anteriormente e mais, permitiu a subdivisão do horizonte B em 2 (Tabela 30), o que não tinha sido evidenciado anteriormente. O horizonte A de textura média, alta relação silte/argila, baixa porosidade e alta porosidade total. O horizonte BA também apresentou textura média e a relação silte/argila de 0,99 indica teores semelhantes dessas duas frações granulométricas. A relação textural foi de 1,25 o que não representa uma mudança textural abrupta, eliminando, assim, a possibilidade de ser um horizonte B textural. O horizonte B apresentou dois comportamentos físicos distintos. O primeiro, aqui chamado de B1, foi caracterizado como argiloso, baixo grau de flocculação

(67,8%) e relação silte/argila de 0,64. Esse comportamento se enquadra em um solo da classe dos Cambissolos.

Por outro lado, o horizonte B2, também caracterizado como argiloso, apresentou alto grau de floculação (99,8%) e baixa relação silte/argila (0,47). Esses indicadores físicos permitem enquadrar o horizonte B2 na classe dos Latossolos. A densidade do solo foi igual nos dois horizontes B e ligeiro aumento da porosidade total no horizonte B2.

Tabela 30. Características físicas do perfil 11

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾ B/A	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-18	317	109	327	247	-	-	1,32	-	1,01	2,68	62
BA	-28	283	105	304	308	-	-	0,99	1,25	-	-	-
Bi	-80	252	98	254	395	127	67,8	0,64	1,28	1,36	2,66	49
Bw	-122	241	105	208	445	1	99,8	0,47	-	1,36	2,7	50
BC	-143	208	146	353	293	-	-	1,21	-	-	-	-
C	-200+	246	203	349	202	-	-	1,73	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de floculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Perfil 12

A trincheira 12 foi localizada em topo plano, sob pastagem, com altitude cerca de 500 m, dentro do compartimento colinoso com amplitude de relevo variando entre 121-200 m. O material de origem é composto por ortognaisse bandado correspondente ao Grupo Juiz de Fora.

A descrição da trincheira 12 revelou ser um solo profundo, com espessura total de 190 cm, tendo o horizonte B com 158 cm (figura 43). Assim como nos perfis 9, 10 e 11, foi observado pequena diferenciação dos horizontes e transição gradual/difusa predominante, o que é uma característica

típica dos Argissolos e também dos Latossolos (Fonseca, 1986; Embrapa, 1995; Moreau et. al. 2006; IBGE, 2007).

O volume superficial, de cor bruno-acinzentado escuro, mostrou-se com textura franco-arenosa, estrutura granular moderada a forte de tamanho pequena a muito pequena. O horizonte BA apresentou-se com cor bruno-amarelado, textura franco-argiloarenosa, estrutura em blocos sub-angulares, moderada e muito pequena, ausência de cerosidade e de consistência friável, ligeiramente plástica e pegajosa. O horizonte B, bastante espesso, teve cor bruno-forte, textura argilosa, estrutura em blocos angulares, moderada e muito pequena. O horizonte B mostrou-se com cerosidade moderada e comum além de consistência firme, ligeiramente plástica e pegajosa. Esses atributos morfológicos são típicos de horizonte B textural característico dos solos tipo Argissolos.



Figura 43. Foto da trincheira 12.

As análises físicas do solo confirmaram a tendência observada na avaliação morfológica do perfil (Tabela 31). O horizonte A apresentou baixo teor de argila (12,6%), sendo caracterizado como franco-arenoso. A relação silte/argila foi elevada (2,43), a densidade do solo baixa e a porosidade elevada. O horizonte BA apresentou forte aumento de argila, tendo textura franco-argilosa. A relação textural mostrou-se bastante elevada (2,57) o que confirma a existência de uma mudança textural abrupta, caracterizando a presença do horizonte B textural. O horizonte B é argiloso, alto grau de floculação e baixa relação silte/argila. Os resultados apresentados permitem classificar o horizonte B do perfil 12 como textural, enquadrando-o na classe dos Argissolos.

Tabela 31. Características físicas do perfil 12.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹		g kg ⁻¹		%				Mg m ⁻³		%
A	0-20	370	199	306	126	-	-	2,43	-	1,27	2,69	53
BA	20-32	243	179	253	324	-	-	0,78	2,57	1,38	2,7	49
Bt1	32-66	222	144	223	411	0	100	0,54	-	1,37	2,7	49
Bt2	66-95	216	150	201	433	1	99,8	0,46	-	1,32	2,61	49
Bt2	95-190	195	149	220	437	1	99,8	0,50	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de floculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Perfil 13

A trincheira 13 foi localizada em topo plano, sob pastagem, com altitude cerca de 530 m, dentro do compartimento de colinas dissecadas com amplitude de relevo variando entre 60-120 m. O material de origem é composto por ortognaisse bandado correspondente ao Grupo Juiz de Fora.

A trincheira 13 revelou ser um solo profundo, com espessura total de 190 cm, tendo o horizonte B com 165 cm (figura 44). Esse perfil segue a mesma tendência dos perfis 9, 10, 11 e 12, tendo pouca diferenciação dos horizontes e transição gradual/difusa predominante. Esta característica é comum dos Argissolos e também dos Latossolos (Fonseca, 1986; Embrapa, 1995; Moreau et. al. 2006; IBGE, 2007).



Figura 44. Foto da trincheira 13.

O horizonte A mostrou-se de cor bruno, com textura franca, estrutura granular moderada de tamanho pequena a muito pequena. O horizonte BA apresentou cor bruno-avermelhado, textura franca, estrutura em blocos subangulares, moderada e muito pequena, com ausência de cerosidade. O horizonte B, de grande espessura, teve cor vermelho-amarelado. Devido a variação granulométrica dentro do horizonte B, este foi dividido em 2. Horizonte

B1 com textura franco-argiloarenosa e horizonte B2 de textura argilosa. Em relação a estrutura houve somente um tipo: blocos sub-angulares, moderada e muito pequena. As características morfológicas apresentadas pelo perfil 13 permitem apontar tanto a possibilidade de um Latossolo quanto a de um Argissolo.

O horizonte A apresentou baixo teor de argila (18%) e alto teor de silte (43,5%), o que resultou em uma alta relação silte/argila (Tabela 32). A densidade do solo foi baixa e a porosidade total alta. O horizonte BA apresentou textura média e relação silte/argila de 1,48. A relação textural encontrada (1,46) é insuficiente para classificar como B textural. O horizonte B mostrou textura argilosa e alto grau de flocculação (100%). A alta relação silte/argila encontrada (0,88 em B1 e 0,65 em B2) é insuficiente para enquadrar esse horizonte como latossólico.

Desta forma, os resultados apresentados não permitem classificar o perfil 13 como Cambissolo, principalmente pela grande espessura do horizonte B (165 cm). De modo semelhante, também não é possível classificar como Argissolo pois não foi observado a mudança textural abrupta. Em relação a classe dos Latossolos, também não foi evidente a partir dos parâmetros físicos do solo, principalmente pela alta relação silte/argila. Assim, sugere-se que este solo trata-se de um caso intermediário, apresentando características de mais de uma classe de solos.

Tabela 32. Características físicas do perfil 13.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-12	261	125	435	180	-	-	2,42	-	1,17	2,63	55
BA	-25	225	125	388	262	-	-	1,48	1,46	1,33	2,66	50
B1	-86	191	118	323	368	0	100	0,88	-	1,25	2,69	54
B2	-190	186	128	272	415	0	100	0,65	-	1,28	2,70	53
BC	-200+	194	163	378	265	-	-	1,43	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de flocculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

Latossolos e Argissolos são solos, de modo geral, bem desenvolvidos, típicos de regiões tropicais, entretanto, a diferenciação entre eles nem sempre é clara, sendo comum serem classificados como intermediários. Ambos apresentam horizonte B espesso, pouca diferenciação entre os horizontes, tendência de grau de flocculação elevado, composição mineralógica semelhante com predomínio da caulinita e baixa relação silte/argila. Dentre as características que os distingue, o gradiente textural mais pronunciado, característico do horizonte B textural, é um comportamento exclusivo dos argissolos (Fonseca, 1986; Embrapa, 1995; Moreau et. al., 2006)

Perfil 14

A trincheira 14 foi localizada em topo suave ondulado, sob pastagem, com altitude cerca de 580 m, dentro do compartimento de colinoso com amplitude de relevo variando entre 121-200 m. O material de origem é o granada-biotita granito porfiróide foliado, inserido no Grupo Juiz de Fora.

A trincheira 14 apresentou solo profundo, com espessura total de 123 cm, tendo o horizonte B 103 cm. Em relação a diferenciação dos horizontes

este perfil mostrou mais nitidamente os limites entre as camadas, com transição plana e clara predominantes.

O horizonte superficial A teve espessura de 9 cm, cor bruno, textura franca, estrutura granular moderada de tamanho pequena a muito pequena. O horizonte subjacente foi classificado como E, em processo de eluviação de argila. Apresentou cor bruno-avermelhado, textura franca, estrutura em blocos sub-angulares de grau moderada e tamanho muito pequena.

Este perfil apresentou horizonte B de cor vermelho-amarelado, textura franca-argiloarenosa, estrutura em blocos angulares, moderada e muito pequena. Foi observado a presença de cerosidade, sendo comum e fraca. A consistência do horizonte B é firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa. As características morfológicas apresentadas pelo perfil 14 indicam tratar-se de um argissolo.

De modo geral, os resultados obtidos nas análises físicas dos solos corroboram as interpretações de classificação feitas anteriormente. O horizonte A apresentou baixo teor de argila (14,9%) e alto teor de silte (42,7%), muito semelhante a textura observada no horizonte A do perfil 13 (Tabela 33). A relação silte/argila é elevada, a densidade do solo baixa e a porosidade total alta.

O horizonte subsequente foi classificado como E, devido estar sofrendo perda de argila para o horizonte B. O horizonte E mostrou textura franca, relação silte/argila de 1,66, densidade do solo alta e diminuição da porosidade total em relação ao horizonte A. O horizonte B apresentou textura média a argilosa, com grau de floclulação variando de 60,9%, na parte superior do horizonte B, a 100%, na parte mais profunda do horizonte B. A relação textural

foi de 1,63 o que é suficiente para classificar o horizonte B como textural. Em solos que o horizonte A tem menos de 15% de argila, a relação textural deve ser maior que 1,5 para identificar o horizonte B textural. A alta densidade do solo e a baixa porosidade completam os atributos físicos típicos da classe dos Argissolos.

Tabela 33. Características físicas do perfil 14.

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾ B/A	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-9	301	123	427	149	-	-	2,84	-	1,18	2,65	55
E	-20	388	104	317	191	-	-	1,66	-	1,40	2,63	47
Bt1	-70	347	88	253	312	122	60,9	0,81	1,63	1,39	2,65	47
Bt1	-123	321	94	190	395	0	100	0,48	2,07	1,50	2,70	44
BC	-156	356	115	291	238	-	-	1,22				
C	-200+	395	114	306	185	-	-	1,65	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de floculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

6.7 Toposequência da Depressão de Conservatória, Valença-RJ

A depressão estudada fica na bacia do rio Flores, vizinha a bacia do rio Turvo, distrito de Conservatória, município de Valença-RJ. A depressão apresenta morfologia semelhante às encontradas por Felizola & Boulet (1996) e Castro & Coelho Netto (2002), sendo assimétrica e possuindo uma ligeira inclinação no sentido da vertente, mostrando certo rebaixamento na borda mais baixa da depressão. Essas características corroboram a idéia de Coelho Netto (2003), de que as depressões fechadas tenderiam a evoluir para concavidades estruturais com a abertura para um dos lados da vertente, sendo então considerada na condição de proto-vale.

6.7.1 Características morfológicas dos perfis.

A trincheira 1 foi localizada na parte superior da borda da depressão fechada, com topografia suavemente plana, atingindo 2,1 metros seguido por tradagem manual no fundo até 3,5 metros. A cor variou ao longo do perfil, sendo bruno-acinzentado muito escuro (10 YR 3/2) no horizonte A moderado, bruno-avermelhado (5YR 4/4) no horizonte de transição AB, vermelho-amarelado nos horizontes BA e ao longo de todo o horizonte B, vermelho-acinzentado no horizonte C e variegada (rosada, violácea, com manchas amareladas, escuras e/ou brancas) na parte superior do saprolito fino. A estrutura foi predominantemente moderada, de tamanho pequeno, e de forma granular. As características morfológicas apresentadas pela trincheira 1 sugerem tratar-se de um Latossolo Vermelho-Amarelo. Outra característica que reforça essa suposição é a pouca diferenciação entre os horizontes.

A trincheira 2 foi localizada na meia encosta, entre a borda e o fundo da depressão, e apresentou 2,1 metros de profundidade, continuado por tradagens manuais até 3,5 metros. O perfil apresentou cores muito semelhantes as do perfil 1, sendo bruno-escuro (10YR 3/3) no horizonte A moderado, bruno no horizonte de transição AB, vermelho-amarelado nos horizontes BA e B, vermelho-amarelado com mosqueados entre 2,1 e 2,5 metros, indicando ser a continuação do horizonte B, bruno-forte com mosqueados entre 2,5 e 3,1 metros, provavelmente o horizonte de transição BC, e vermelho-acinzentado entre 3,1 e 3,5+ metros no horizonte C, também encontrado na trincheira 1. A estrutura apresentada foi também bastante semelhante a da trincheira 1, sendo moderada, de tamanho pequeno, e de

forma granular na maior parte do perfil. As características morfológicas apresentadas pela trincheira 2 apontam para um solo do tipo Latossolo Vermelho-Amarelo.

A trincheira 3 foi situada no fundo da depressão, o ponto mais baixo e de maior convergência de fluxos desta feição. A trincheira foi até 2,1 metros e a tradagem no seu fundo foi até 3,2 metros de profundidade. O perfil mostrou um maior número de horizontes e, conseqüentemente, de variação de cores. O horizonte A foi mais espesso de todos os perfis (30 cm), de cor bruno-muito-escuro (10YR 2/2). O horizonte de transição BA apresentou cor vermelho-amarelada (5YR 4/6). Entre 65 e 90 cm foi encontrado um horizonte de cor bruno-avermelhado-escuro (7.5YR 2.5/3), com grande presença de raízes finas, sendo interpretado como um horizonte A que possivelmente foi soterrado.

O horizonte seguinte, de cor bruno-muito-escuro (10YR 2/2), foi definido como uma camada mineral muito rica em orgânica, não só pela cor escura, mas também pela alta concentração de matéria-orgânica observada em campo. Abaixo do horizonte rico em matéria-orgânica foi observado novamente um horizonte BA, de cor bruno-avermelhado-escuro, estrutura granular, moderada e pequena.

O horizonte B só foi observado há 1,60 metros, de cor vermelho-amarelo, semelhante ao horizonte B observado nas trincheiras 1 e 2. A estrutura foi blocos angulares, de grau forte e tamanho médio. Essas características da estrutura sugere que o Latossolo verificado nas trrincheiras anteriores está em transformação para Argissolo. O surgimento da cerosidade também é mais um argumento para esta hipótese, apesar de ser pouca e fraca.

Nas tradagens no fundo da trincheira foi observada a continuação da cor vermelho-amarelado até 2,6 metros de profundidade. A partir desse nível a cor passa ser variegada com predomínio do vermelho-acinzentado.

A trincheira 4, localizada entre o fundo e a borda rebaixada da depressão, também atingiu 2,1 metros de profundidade e depois foi continuada com tradagens manuais até 3,8 metros. A cor do perfil se mostrou diferente dos outros, possuindo tons mais amarelados. No horizonte A moderado a cor foi bruno-escuro (7.5YR 3/2). Nos horizontes BA e B a cor apresentada foi bruno-forte (7.5YR 4/6). Abaixo da trincheira foi encontrado cores que variaram de bruno-forte a amarelo-avermelhado até 3,5 metros de profundidade, onde a partir desse ponto a cor muda para vermelho (2.5 YR 4/8).

A análise da estrutura encontrada no perfil 4 mostrou ser principalmente moderada, média a pequena, e granular, sugerindo tratar-se de um solo do tipo Latossolo Amarelo, devido a matiz 7.5YR ser predominante no perfil.

A trincheira 5 foi aberta na borda rebaixada da depressão fechada, também foi até 2,1 metros e depois seguiu até 3,4 metros com as tradagens manuais. A cor do horizonte A moderado foi bruno-muito-escuro (7.5YR 2.5/2). O horizonte B apresentou cor vermelho-amarelado (5YR 5/6). A partir de 2,1 metros a cor muda para vermelho-acinzentado (7.5R 4/4) e permanece até 3,4 metros de profundidade. Assim como nos outros perfis a estrutura é granular, indicando ser um solo do tipo Latossolo Vermelho-Amarelo. Contudo, diferentemente dos outros perfis a estrutura do horizonte B é fraca e, ainda, foram encontrados mosqueados de 2% de abrangência no horizonte B1 e de 10% no horizonte B2, e, também, uma faixa com fragmentos de carvão entre 80 e 100 cm de profundidade, sugerindo que esse Latossolo possivelmente já

entrou em movimentação. A posição rebaixada do perfil em relação as bordas adjacentes corrobora também nesse sentido.

6.7.2 Características físicas dos perfis

As análises físicas dos perfis foram realizadas somente nas trincheiras 1, 2 e 3. A granulometria do perfil 1 mostrou grande quantidade de argila no horizonte B (43,6%) e uma diminuição gradual acima e abaixo deste. De baixo para cima, as classes texturais foram: franco, franco arenoso, argila, franco argiloso, franco, franco argilo-arenoso e franco arenoso (tabela 34). No triângulo textural generalizado, contento as 5 principais classes texturais do solo, a textura foi média na maior parte do perfil e argilosa no horizonte B (Figura 45). A relação silte/argila mostrou um índice de 0,31 no horizonte B, entre 110 e 130 cm, indicando um alto grau de intemperismo, o que também é típico de Latossolos. A densidade aparente foi menor no horizonte A, devido ao maior teor de areia e silte.

Tabela 34. Características físicas da trincheira 1

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-15	426	107	289	178	-	-	1,64	-	1,45	2,62	57,92
AB	-22	419	101	267	213	-	-	1,26	1,2	1,66	2,64	48,98
BA	-40	362	105	285	248	-	-	1,15	1,16	-	-	-
BW1	-110	325	108	199	368	0	100	0,54	-	1,57	2,70	53,62
BW2	-210	332	95,6	136	436	0	100	0,31	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de flocculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

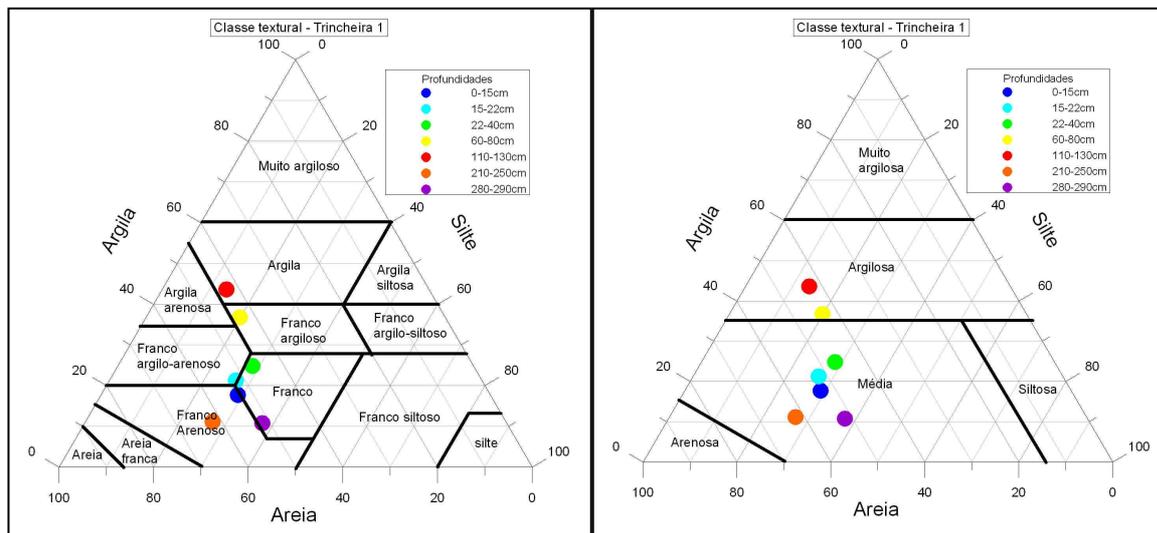


Figura 45. Diagramas das classes texturais do perfil 1.

O perfil 2 apresentou, do topo para o fundo, as seguintes classes texturais: franco, franco, franco argilo-arenoso, franco argiloso, argila, argila, franco argiloso e franco arenoso (Figura 46). No triângulo com as classes agrupadas a textura foi média entre 0 e 1,2 m e entre 2,9 e 3,3+, e argilosa entre 1,2 e 2,9 m (Figura 46). Foi observado um aumento no teor de argila em profundidade, além de baixos valores da razão silte/argila entre 120 e 250 cm (Tabela 35). Destaca-se a alta concentração de silte encontrada entre 40 e 120 cm (48,04%), o que deve ser resposta a uma determinada banda do gnaíse. Assim como no perfil 1, a densidade aparente foi menor no horizonte A, aumenta no horizonte de transição AB, e diminui no horizonte B. Os valores de umidade encontrados nos horizontes A e AB são muito parecidos com os do perfil 1, contudo, no horizonte B há um aumento na quantidade de umidade, indicando a ocorrência de fluxo subsuperficial lateral.

Tabela 35. Características físicas da trincheira 2

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-15	39,01	10,12	31,08	19,80	-	-	1,57	-	1,56	2,56	53,54
AB	-25	37,45	11,55	29,91	21,10	-	-	1,42	1,06	1,72	2,61	46,70
BA	-40	35,96	10,59	26,26	27,20	-	-	0,97	1,29	-	-	-
BW1	-120	30,1	10,6	20,2	39,1	3	99	0,52	-	1,48	2,69	56,96
BW2	-210	28,35	11,34	18,22	42,10	0	100	0,43	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de floculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

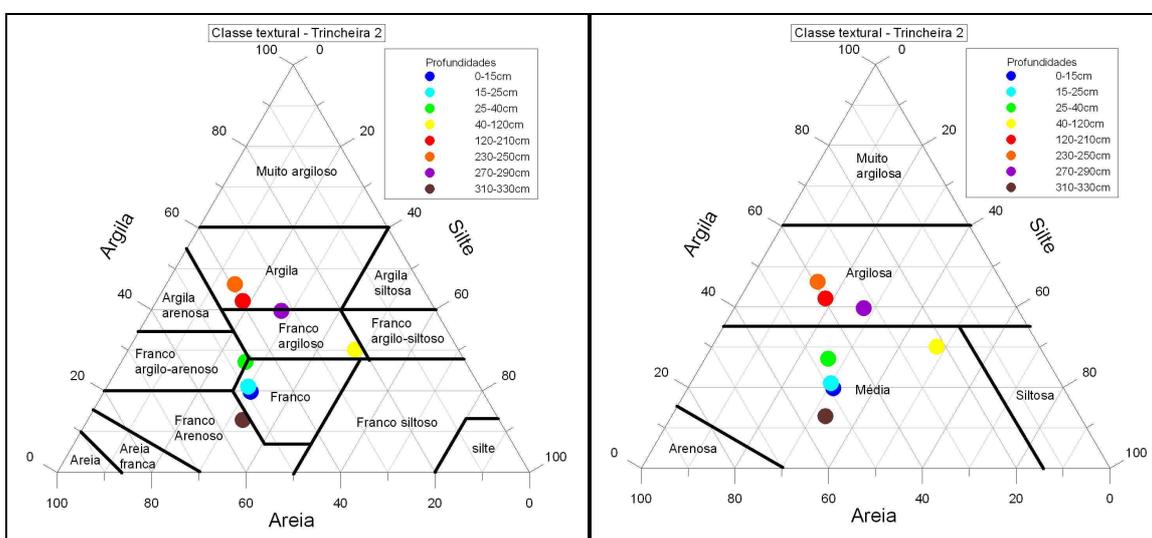


Figura 46. Diagramas das classes texturais do perfil 2.

No perfil 3 foi encontrado alternâncias texturais entre os horizontes, pois, como já foi visto anteriormente, existe camadas deposicionais dentro do perfil (Tabela 36). De cima para baixo no perfil as classes texturais foram: franco, franco argiloso, franco, franco argilo-siltoso, argila siltosa, argila, franco argiloso e franco (Figura 47). Com as classes agrupadas a textura varia entre argilosa e média (Figura 47). A diminuição do teor de argila da faixa 30-65 cm para 65-90 cm, o aumento da razão silte/argila (1,83) e a baixa densidade aparente (1,13), somados aos argumentos citados anteriormente, sugerem tratar-se de um

paleo-horizonte A, que foi possivelmente enterrado quando ocorreu o rebaixamento da forma. Foi observado uma alta concentração de argila entre 160 e 210 cm (55%), que somado as características morfológicas apresentadas acima, sugerem a transição do Latossolo para Argissolo, com a formação do B textural.

Tabela 36. Características físicas da trincheira 3

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Areia ⁽³⁾		silte	argila	AN ⁽⁴⁾	GF ⁽⁵⁾	$\frac{\text{silte}}{\text{argila}}$	RT ⁽⁶⁾	Densidade ⁽⁷⁾		VTP ⁽⁸⁾
		AG	AF							Ds	Dp	
	cm	g kg ⁻¹					%			Mg m ⁻³		%
A	0-30	31,69	5,30	40,11	22,90	-	-	1,75	-	1,49	2,59	58,34
AB	-65	18,14	4,52	40,44	36,90	-	-	1,10	-	1,27	2,60	65,78
BA	-90	20,70	5,85	47,46	26,00	-	-	1,83	-	1,13	2,64	72,61
A (?)	-120	12,25	3,20	53,46	31,10	-	-	1,72	-	1,21	2,59	71,05
BA	-160	8,70	2,26	44,75	44,30	-	-	1,01	-	-	-	-
BW1	-200+	10,68	2,44	31,88	55,00	-	-	0,58	-	-	-	-

(1) Horizonte. (2) Profundidade. (3) AG = Areia grossa; AF = Areia fina. (4) NA = Argila naturalmente dispersa. (5) GF = Grau de floculação. (6) RT = Relação Textural. (7) Ds = Densidade do solo; Dp = Densidade da partícula. (8) VTP = Porosidade total do solo.

A razão silte/argila no horizonte B apresenta-se próximo ao limite máximo admitido para os Latossolos, que é de 0,6. A densidade aparente foi mais baixa em relação aos perfis 1 e 2. O teor de umidade aumentou significativamente em profundidade, atingindo 61,26% entre 90 e 120 cm. Essa característica era esperada, pois o perfil 3 encontra-se no fundo da depressão, portanto trata-se de uma área de convergência de fluxos.

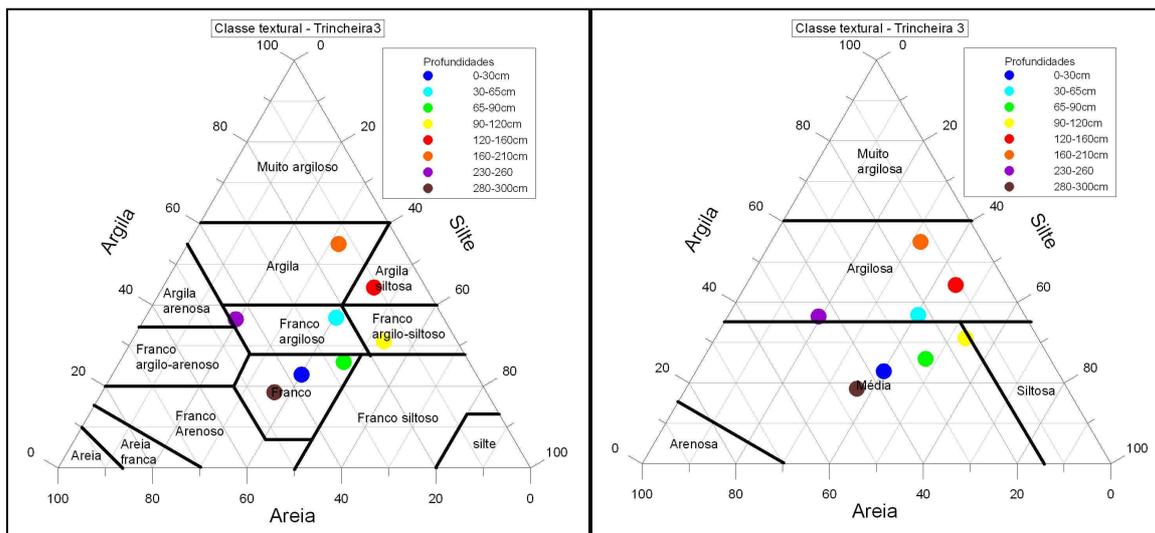


Figura 47. Diagramas das classes texturais do perfil 3.

Análise da seção transversal A-A'

Os primeiros resultados do levantamento pedológico que está sendo realizado mostram que na borda superior da depressão a ocorrência de Latossolo Vermelho-Amarelo bastante profundo (figura 48). Em direção ao fundo da depressão observa-se a transformação lateral do Latossolo em Argissolo e em paralelo ocorre uma condição mais úmida no fundo da depressão, mas que não chega a condição de saturação, promovendo mudanças na cor do perfil. Assim como observaram Castro & Coelho Netto (2002), a cobertura latossólica parece ser anterior à formação da depressão.

A seção transversal mostrou o espessamento dos horizontes A e BA em direção ao fundo da depressão (Figura 48). Pode-se observar rupturas de declive entre os alguns horizontes identificados, como nos contatos entre BA-Bw1, Bw2 e BC, e BC e C. Os declives nesses contatos entre horizontes são mais íngremes que o da topografia superficial. Isso sugere que o rebaixamento da forma não foi gradual ao longo de todo o período, possivelmente pode ter ocorrido pelo menos 1 fase de rebaixamento mais rápido. Essa característica difere da depressão fechada estudada por Castro e Coelho Netto (2002), na bacia do rio Bananal, também no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, onde as autoras não observaram rupturas de declive e truncamentos, o que apontaram como sendo em função de um rebaixamento gradual por dissolução geoquímica.

Outra importante característica observada foi o aumento da umidade da borda (TR1) para o fundo da depressão (TR3), tanto em superfície quanto em sub-superfície (Figura 49). Esse comportamento reforça a idéia da ocorrência de fluxos sub-superficiais laterais em direção ao fundo da depressão.

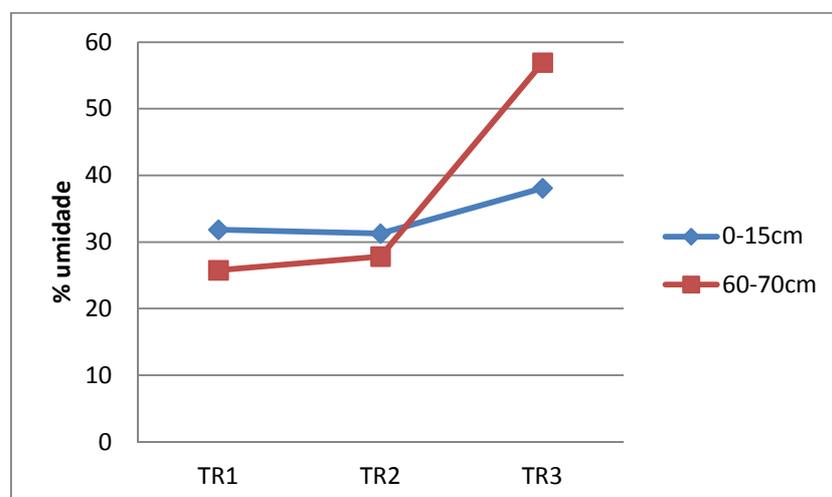


Figura 49. Gráfico do teor de umidade dos 3 perfis.

Comportamento semelhante foi encontrado nos teores de argila. Ao analisar o conteúdo de argila dos diferentes horizontes das 3 trincheiras, foi evidenciado um aumento da quantidade de argila, em todos os horizontes, em direção ao fundo da depressão (Figura 50). Essa característica foi marcante principalmente de TR2 para TR3.

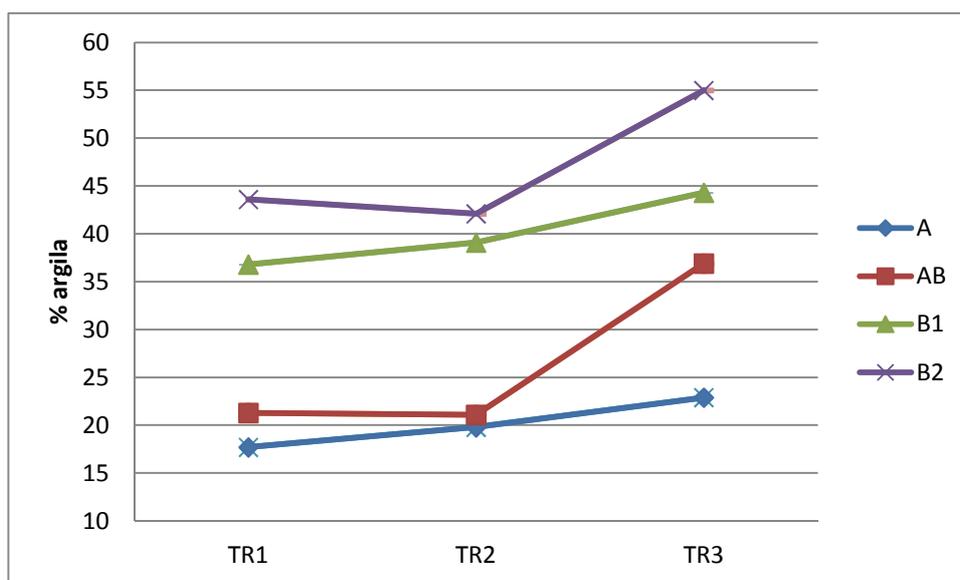


Figura 50. Gráfico do conteúdo de argila nos 3 perfis.

A topossequência estudada mostra que a pedogênese está operando no sentido de ajustar os solos a nova topografia da depressão. Por outro lado, Castro e Coelho Netto (2002) observaram em uma depressão estudada na bacia do rio Bananal que a pedogênese estava ajustada a topografia depressionária, sendo latossolo no topo, argissolo na meia encosta e gleissolo no fundo. Desta maneira, conclui-se que a depressão da bacia do rio Bananal é mais antiga do que esta da bacia do rio Flores, pois aquela já completou sua pedogênese e está estaria ainda em transformação.

6.7.3 Geocronologia em depressões fechadas

Em busca do entendimento acerca da formação de depressões fechadas em divisores de drenagem, sobre rochas não carbonáticas, foram feitas abertura de trincheiras situadas no fundo de depressões em busca de material orgânico em camadas subsuperficiais, para possível datação por radiocarbono.

Trabalhos de campo revelaram que existem depressões que apresentam o fundo saturado (Figura 51) e outras não, mesmo em períodos chuvosos. Isso indica graus variados de taxa de infiltração e drenagem da água pluvial.



Figura 51. Fotos de depressões visitadas em campo durante o período chuvoso. A) Foto da depressão localizada ao lado do Perfil 13; B) Foto da depressão do rio Turvo, onde foi feita coletas de material orgânico para datação por C14.

Em duas trincheiras abertas foi observada a existência de uma camada escura em subsuperfície, rica em matéria orgânica. Assim, procedeu-se a coleta de 2 amostras, uma no topo da camada e outra na base da camada, para fins de datação por radiocarbono.

A primeira trincheira analisada geocronologicamente foi a trincheira 3, da topossequência descrita na depressão localizada na bacia do rio das Flores, em Conservatória-RJ, e a segunda foi localizada na bacia do rio Turvo, especificamente na sub-bacia do rio do Ramalho. Esta última depressão não

realizada a descrição da trincheira apenas a coleta de material para datação. A tabela 37 apresenta a localização e as idades das amostras coletadas.

Tabela 37. Idades das camadas ricas em matéria-orgânica contidas no fundo das depressões fechadas estudadas.

Depressão fechada em divisor de drenagem	Profundidade da amostra (metros)	Idade por C14 (AP*)
Dolina bacia do rio Flores	0,90-1,0	6043 ± 40
	1,0-1,10	7602 ± 50
Dolina bacia do rio Turvo	1,10-1,30	1646 ± 30
	1,40-1,50	7786 ± 40

*anos antes do presente

Os resultados mostraram grande semelhança entre as idades das amostras mais profundas. A base da camada escura da dolina do rio das Flores apresentou idade de cerca de 7600 anos e a amostra do topo dessa camada teve idade em torno de 6000 anos AP, ou seja, uma variação de 1600 anos em 20 centímetros de espessura. Como foi apresentado na descrição dos solos desta topossequência, a depressão mostra rupturas de declives entre as camadas deposicionais, bem como alguns truncamentos, o que indica ter ocorrido em algum momento um movimento mais rápido que o da subsidência geoquímica. A interpretação foi que essa camada rica em matéria orgânica seria o antigo horizonte A, antes da formação da depressão, que após o rebaixamento teria sido recoberto por materiais vindos das bordas laterais. Nesse sentido, considerando que a idade encontrada tem relação com o movimento maior de formação da depressão, o fato de os solos ainda não estarem ajustados topograficamente com a forma da depressão corrobora essa idéia, pois seria um tempo relativamente curto para completar essas transformações no perfil.

A segunda depressão apresentou idade da base de sua camada rica em matéria orgânica de 7786 anos AP, enquanto que a amostra do topo apresentou idade de 1646 anos AP. Essa grande diferença cronológica revela uma variação de mais de 6000 anos dentro de 40 centímetros de espessura. Dessas idades observadas tecemos as seguintes considerações:

- a) Se considerarmos que a camada rica em matéria orgânica da depressão do rio Turvo também é um antigo horizonte A, o seu movimento de rebaixamento teria sido bem mais lento que o da depressão do rio das Flores, devido o tempo que ela levou até ser recoberta por sedimentos.
- b) Se considerarmos que essas camadas ricas em matéria orgânica não são antigos horizontes A, o que não acreditamos para a depressão do rio das Flores, essas camadas teriam se formado em função de alguma condição climática favorável a saturação e enriquecimento de matéria orgânica em sub-superfície. A semelhança entre as idades da base dessas camadas reforçam essa idéia. Estudo recente realizado por Uagoda (2011), datando turfas soterradas no fundo de depressões fechadas, na bacia do ribeirão Santana (MG), mostrou um intervalo de duração de 4.000 anos para formação dessa camada orgânica, sendo a base, ou o limite inicial com cerca de 12.000 anos AP e o topo, ou o limite final por volta de 8.000 anos AP.
- c) A observância em uma mesma campanha de campo de depressões que se encontravam com fundo alagado e outras não, e que em 2 depressões investigadas não foi observado a camada rica em matéria orgânica em sub-superfície, mostra que existem variações entre tipos de depressões.

- d) A depressão estudada na bacia do rio das Flores nunca se mostrou saturada, o que foi confirmado também pela não presença de hidromorfismo nos solos, entretanto apresentou a camada rica em matéria orgânica, reforçando as idéias apresentadas no item (a).
- e) A depressão estudada na bacia do rio Turvo apresentou-se saturada em períodos chuvosos (figura 42b), entretanto devido não ter sido feito o levantamento em topossequência não conseguimos, nesta etapa da pesquisa, mais argumentos para explicação dos processos de sua formação.
- f) Acreditamos, na verdade, que as duas hipóteses apresentadas podem ocorrer paralelamente em diferentes depressões.

A depressão estudada por Castro e Coelho Netto (2002), no alto curso da bacia do rio Bananal, não apresentou a existência de camada rica em matéria orgânica em sub-superfície. As autoras ressaltam que a pedogênese está ajustada a forma topográfica da depressão, pois encontraram Latossolo no topo, Argissolos na encosta lateral e Gleissolo no fundo. Esta situação pedogenética sugere que esta depressão é bem mais antiga que as depressões apresentadas neste estudo.

A hipótese defendida pelas autoras supracitadas para a formação da depressão é a subsidência geoquímica, onde destacam também a importância das condições lito-estruturais. A geologia é formada por biotita-gnaisses com lentes de rochas calcissilicáticas, que associadas a existência de fraturas sub-verticais favoreceriam a dissolução de materiais em sub-superfície, levando ao rebaixamento da superfície (Castro e Coelho Netto, 2002).

6.8 Análise dos perfis de intemperismo

6.8.1 Parâmetros morfológicos e físicos dos perfis

Os perfis de intemperismo estudados foram, do ponto de vista morfológico, distintos entre os localizados na sub-bacia do rio das Pedras e os em outras sub-bacias. Os perfis 1, 2, 3, 6, 8 e 10 são desenvolvidos sobre o Biotita-gnaise bandado da Megassequência Andrelândia. Os perfis 4, 7 e 14 estão sobre o Granada-biotita granito porfiróide foliado do Grupo Juiz de Fora. E os perfis 9, 11, 12 e 13 foram desenvolvidos sobre Ortognaisses bandados do Grupo Juiz de Fora.

De modo geral, os perfis localizados na sub-bacia do rio das Pedras (1 ao 8) apresentaram espessuras de *solum* menores que as dos outros perfis e, conseqüentemente maiores espessuras de saprolito, dentro da profundidade amostrada (Tabelas 38 e 39). Dentre os perfis localizados sob o domínio do Biotita-gnaise, o perfil 10 apresentou maior espessura e desenvolvimento, apresentando cor vermelho em todo o saprolito. Os perfis 1, 2 e 3 apresentaram sucessivas alternâncias de cores no saprolito, mostrando que o mesmo ainda preserva muitas características do gnaise bandado.

Tabela 38. Características morfológicas dos perfis 1 ao 8.

Atributo	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8
Espessura do <i>solum</i> (cm)	93	96	95	115	125	153	115	115
Espessura do horizonte B (cm)	73	77	74	80	106	127	61	95
Espessura do saprolito ¹ (cm)	427	423	426	385	375	347	135	385
Cor Munsell (úmida)	V-BF-VC-VA	V-BA-AV-BF	V-AV-VA-VC	VA	BV	VA	V	VC

1 A espessura do saprolito (fino e/ou grosso) é relativa até o limite máximo da sondagem de 5 metros de profundidade, alguns perfis foram menos espessos devido ter encontrado uma camada, ou bloco, impenetrável ao trado manual. V = vermelho; BF = bruno forte; VC = vermelho claro; VA = vermelho acinzentado; bruno amarelado; AV = amarelo avermelhado.

A análise morfológica dos perfis mostrou grande semelhança entre os perfis 4, 7 e 14, desenvolvidos sobre o granitóide. A espessura do solum foi semelhante entre os perfis, com maior desenvolvimento do horizonte B do perfil 14 (Tabelas 38 e 39). A cor do saprolito variou entre vermelho, vermelho claro e vermelho acinzentado. Vale destacar, que os solos desses 3 perfis foram classificados como Argissolos. Essas características morfológicas semelhantes exprimem a grande influência do material de origem nos processos de intemperismo.

Tabela 39. Características morfológicas dos perfis 9 ao 14.

Atributo	P9	P10	P11	P12	P13	P14
Espessura do solum (cm)	220	200	122	190	190	123
Espessura do horizonte B (cm)	163	190	104	158	165	103
Espessura do saprolito ¹ (cm)	30	300	378	-	210	277
Cor Munsell (úmida)	BF	V	VA	-	V-VC	VC-V

¹ A espessura do saprolito (fino e/ou grosso) é relativa até o limite máximo da sondagem de 5 metros de profundidade, alguns perfis foram menos espessos devido ter encontrado uma camada, ou bloco, impenetrável ao trado manual. V = vermelho; BF = bruno forte; VC = vermelho claro; VA = vermelho acinzentado; bruno amarelado; AV = amarelo avermelhado.

A análise do índice silte/argila, calculado através dos percentuais granulométricos, revelou, de modo geral, que os perfis (9 ao 14) localizados na parte leste da bacia do rio Turvo, apresentaram índices mais baixos, o que indica estágios de intemperismo mais avançado desses materiais. As amostras 3 e 4 ficam localizadas no horizonte B dos perfis, onde observa-se valores mais baixos nos perfis 9 ao 14, e também no perfil 6. Os perfis 4, 7 e 14, que foram classificados morfológicamente como semelhantes entre si, mostraram diferenças significativas da razão silte/argila, sendo o perfil 14 mais intemperizado (Figura 52).

Dentre os perfis desenvolvidos sobre o Biotita-gnaise, os perfis 6 e 10 apresentaram-se mais intemperizados que os demais. Outra característica que

chamou a atenção foi os baixos valores da razão silte/argila observados ao longo dos perfis 10 e 14, inclusive a 5 metros da superfície topográfica, onde foi observados altos valores de argila (22,3% no perfil 10 e 15,2% no perfil 14).

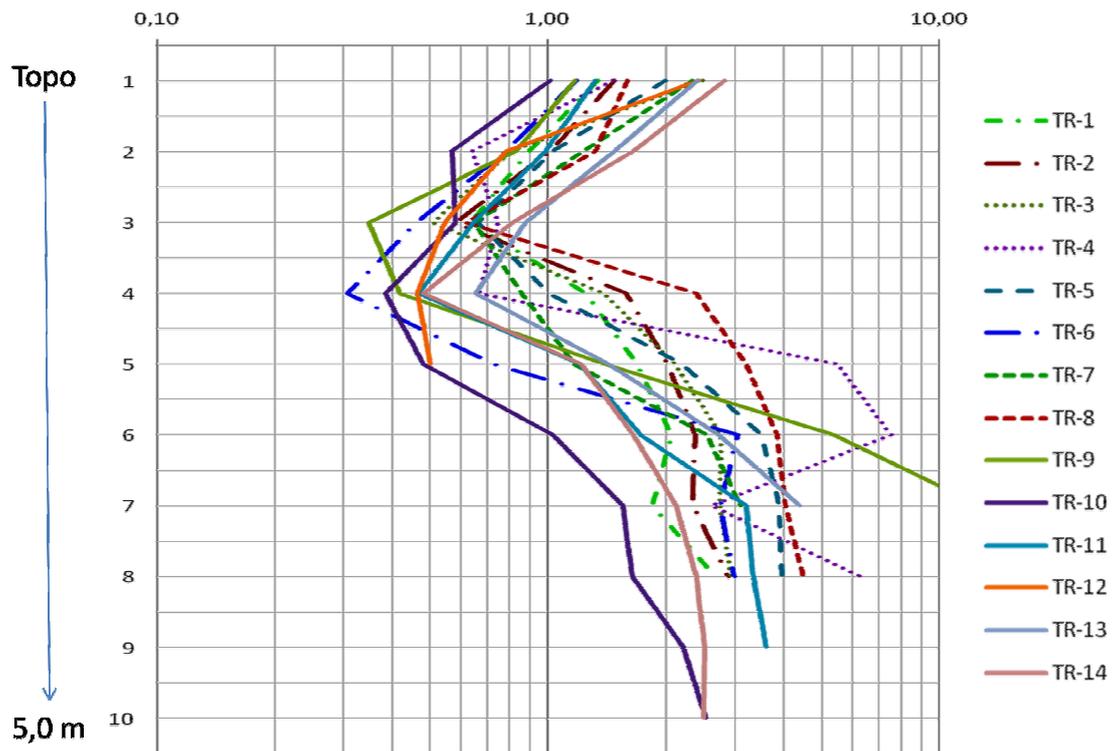


Figura 52. Gráfico com a distribuição da razão silte/argila em profundidade, para todos os perfis estudados. A escala é logarítmica.

6.8.2 Parâmetros químicos dos perfis

As análises químicas totais por fluorescência de raio X mostraram de modo geral que os perfis são bastante intemperizados. Os elementos mais móveis como P_2O_5 , K_2O , MnO , MgO e CaO praticamente não possuem representatividade, mesmo em profundidades em torno de 5 metros (Tabelas 40 e 41).

Tabela 40. Elementos quantificados para os perfis 1 ao 8, pelo método de fluorescência de raio X.

Prof. (cm)	Al2O3	SiO2	TiO2	Fe2O3	ZrO2	P2O5	K2O	MnO	MgO	CaO	SrO	Ki	Kr
%													
P1													
50-60	27,73	56,28	0,54	3,82	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,5	3,2
200-220	28,09	56,10	0,00	5,32	0,02	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,4	3,0
280-300	24,36	65,95	0,13	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,6	4,5
390-410	27,26	62,91	0,00	0,49	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	3,9	3,9
490-510	25,81	63,95	0,13	1,17	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	4,2	4,1
P2													
40-50	24,61	57,07	0,664	6,09	0,03	0,129	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,94	3,4
180-200	35,13	46,50	0,321	3,49	0,00	0,1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,25	2,1
280-300	15,70	76,60	0,00	1,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,29	7,7
390-410	29,74	49,94	0,00	7,86	0,021	0,323	0,274	0,33	0,00	0,00	0,00	2,85	2,4
490-510	26,67	53,93	0,298	7,37	0,00	0,435	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	3,44	2,9
P3													
40-50	26,00	57,66	0,00	4,68	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,77	3,4
160-180	20,83	68,04	0,37	2,87	0,03	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	5,55	5,1
280-300	22,38	65,30	0,54	3,64	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,96	4,5
390-410	23,34	67,15	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	4,89	4,8
490-510	24,62	62,65	0,00	3,84	0,04	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	4,33	3,9
P4													
40-50	18,57	68,53	0,56	3,88	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,27	5,5
160-180	22,00	62,54	0,63	4,94	0,03	0,18	0,00	0,00	0,47	0,00	0,00	4,83	4,2
280-300	20,43	65,69	0,57	4,24	0,03	0,00	0,00	0,15	1,07	0,00	0,00	5,47	4,8
390-410	21,37	64,06	0,52	3,42	0,03	0,00	0,91	0,17	1,22	0,00	0,00	5,10	4,6
490-510	21,36	64,81	0,00	3,53	0,00	0,00	0,00	0,08	2,17	0,00	0,00	5,16	4,7
P5													
40-50	20,04	65,69	0,00	4,69	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,57	4,8
160-180	20,37	64,88	0,68	5,72	0,03	0,00	0,40	0,11	0,00	0,00	0,00	5,42	4,6
280-300	19,88	67,88	0,60	4,72	0,03	0,11	0,00	0,00	0,59	0,00	0,00	5,81	5,0
380-400	21,05	66,96	0,00	4,59	0,04	0,12	0,00	0,12	0,54	0,00	0,00	5,41	4,7
480-500	19,97	68,15	0,57	4,41	0,04	0,00	0,00	0,25	0,53	0,00	0,00	5,80	5,1
P6													
50-60	23,00	60,01	0,81	5,78	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,44	3,8
160-180	22,06	63,28	0,65	5,07	0,03	0,00	0,14	0,11	0,00	0,00	0,00	4,88	4,3
280-300	21,99	62,10	0,79	6,43	0,04	0,00	0,21	0,11	0,00	0,00	0,00	4,80	4,0
380-400	20,72	65,75	0,69	4,93	0,03	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	5,39	4,7
480-500	20,17	65,94	0,75	5,56	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,56	4,7
P7													
50-60	22,89	61,66	0,00	5,98	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,58	3,9
140-150	22,88	60,79	0,00	6,85	0,02	0,12	0,00	0,00	0,74	0,00	0,00	4,52	3,8
240-250	24,17	56,54	0,56	7,96	0,03	0,14	0,00	0,12	1,84	0,00	0,00	3,98	3,3
P8													
40-50	21,19	63,09	0,77	5,42	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,06	4,4
160-180	21,92	65,18	0,58	4,16	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,06	4,5
280-300	26,78	53,49	1,37	8,38	0,00	0,14	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	3,40	2,8
390-410	16,40	63,86	0,62	4,20	0,03	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,62	5,7
490-510	25,04	57,29	1,07	7,33	0,03	0,13	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	3,89	3,3

Os maiores percentuais observados nos perfis são de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e TiO₂. Os valores das relações moleculares Ki e Kr são elevados, não revelando diferenças significativas entre os perfis. De acordo com Santos (2011, comunicação pessoal), na técnica de raios-X por fluorescência os valores de Ki e Kr são maiores, pois a extração por ataque sulfúrico apresenta menor eficiência na extração do Si, Al e Fe. O ataque sulfúrico não destrói determinados minerais mais resistentes como a ilmenita.

Tabela 41. Elementos quantificados para os perfis 9 ao 14, pelo método de fluorescência de raio X.

Prof. (cm)	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	ZrO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	MnO	MgO	CaO	SrO	Ki	Kr
%													
P9													
40-50	24,71	57,84	0,73	5,24	0,03	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,98	3,5
140-160	20,89	67,72	0,53	3,83	0,03	0,00	0,00	0,00	0,97	0,22	0,03	5,51	4,9
240-250	22,47	62,48	0,63	5,20	0,03	0,00	0,00	0,00	1,46	0,48	0,02	4,73	4,1
P10													
40-50	29,31	50,15	1,33	6,58	0,05	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	2,91	2,5
140-160	28,99	51,79	1,25	6,43	0,06	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	3,04	2,7
280-300	33,31	43,81	1,44	8,08	0,05	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	2,24	1,9
380-400	33,42	42,32	1,78	9,04	0,04	0,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	2,15	1,8
480-500	35,91	38,91	1,69	8,46	0,03	1,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	1,84	1,6
P11													
40-50	22,55	61,34	0,60	4,78	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,62	4,1
120-140	25,03	60,25	0,44	4,37	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,09	3,7
280-300	21,07	60,89	0,43	2,86	0,02	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	4,91	4,5
380-400	25,20	63,14	0,00	2,50	0,02	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	4,26	4,0
480-500	24,38	62,38	0,00	4,33	0,02	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	4,35	3,9
P12													
40-50	20,80	63,67	0,77	5,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,21	4,5
90-100	21,23	63,69	0,64	5,15	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,10	4,4
140-150	21,63	62,69	0,82	5,29	0,10	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	4,93	4,3
P13													
50-60	22,63	58,59	0,97	7,30	0,05	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,40	3,7
180-200	24,13	55,81	1,04	8,73	0,05	0,20	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	3,93	3,2
300-320	18,93	60,83	1,06	10,23	0,03	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,46	4,1
380-400	23,77	55,80	1,39	8,29	0,10	0,20	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	3,99	3,3
P14													
40-50	20,72	65,41	0,55	4,02	0,03	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	5,37	4,8
160-180	20,02	67,83	0,00	4,12	0,03	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	5,76	5,1
280-300	19,72	69,32	0,52	3,36	0,03	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	5,98	5,4
390-410	0,00	86,11	0,66	5,05	0,04	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	-	1,6
490-510	21,83	66,37	0,43	3,43	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,17	4,7

Santos *et. al.* (2010) estudando solos em uma topossequência no domínio de mar de morros no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, utilizaram também a técnica de fluorescência de raio X, observaram valores de K_i e K_r elevados quando comparados com os resultados obtidos pelo método do ataque sulfúrico (Tabela 42).

Tabela 42. Resultados comparativos entre as relações moleculares K_i e K_r obtidas pelo método d fluorescência de raio X e pelo método do ataque sulfúrico

Posição na encosta	Perfil	Horizonte B	$K_i^{(1)}$	K_i	$K_r^{(2)}$	K_r
Topo	1	Bi	4,77	1,85	4,14	1,54
Terço-superior	2	Bt	4,55	1,72	3,90	1,45
Terço-médio	3	Bi	4,03	1,73	3,43	1,44
Terço-inferior	4	Bt	4,56	1,88	3,86	1,49
baixada	5	Cg	11,21	2,27	10,22	1,79

(1) K_i obtido a partir dos teores de silício e alumínio determinados por fluorescência (2) K_r obtido a partir dos teores de silício, alumínio e ferro determinados por fluorescência.
 Fonte: Santos *et. al.* (2010)

Devido aos altos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 encontrados em todos os perfis estudados, a maioria dos índices de intemperismo testados não obtiveram bons resultados, pois consideram geralmente as perdas dos teores de sílica em relação a um elemento considerado estável, como o alumínio e o titânio, o que resulta em baixa diferenciação de valores entre os materiais. Assim, índices como o de Ruxton (1968), que apesar de ser um índice de intemperismo simples e amplamente testado sobre rochas ígneas e metamórficas de regiões úmidas de todo o mundo, não apresentaram bons resultados sobre os perfis estudados (Tabela 43). Os valores do índice “R” variaram de 1,1 a 4,9, sendo que quanto mais próximo de 0 mais intemperizado está o material. Apenas o perfil 10 apresentou significativa diferenciação entre os perfis, sendo considerado o mais intemperizado dos perfis.

Tabela 43. Índice de intemperismo de Ruxton (“R”) aplicado nos perfis de intemperismo da bacia do rio Turvo.

Profundidade (cm)	ÍNDICE DE INTEMPERISMO "R"													
	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13	P14
40-50	2,0	2,3	2,2	3,7	3,3	2,6	2,7	3,0	2,3	1,7	2,7	3,1	2,6	3,2
180-200	2,0	1,3	3,3	2,8	3,2	2,9	2,7	3,0	3,2	1,8	2,4	3,0	2,3	3,4
280-300	2,7	4,9	2,9	3,2	3,4	2,8	2,3	2,0	2,8	1,3	2,9	2,9	3,2	3,5
390-410	2,3	1,7	2,9	3,0	3,2	3,2		3,9		1,3	2,5		2,3	
490-510	2,5	2,0	2,5	3,0	3,4	3,3		2,3		1,1	2,6			3,0

De todos os índices testados, o índice de Parker (WIP) foi o mais apropriado para diferenciação dos perfis de intemperismo da bacia do rio Turvo. Devido considerar a mobilidade dos elementos mais móveis presentes no perfil (sódio, potássio, magnésio e cálcio), as características químicas dos perfis foram realçadas, principalmente no saprolito. Segundo o WIP, valores acima de 100 são considerados como intemperismo incipiente, ou seja, se aproximando das características da rocha mãe, enquanto que 0 (zero) é avaliado como avançado estágio de intemperismo. Price e Velbel (2003) também consideraram o índice de Parker o mais eficiente dentre um conjunto de vários índices utilizados, ao testarem em rochas metamórficas félsicas e heterogêneas.

Os resultados mostraram que na profundidade entre 40-50 cm, correspondente ao horizonte B, quase a totalidade dos perfis, com a exceção do perfil 14, são muito intemperizados apresentando valor 0 (Tabela 44).

A grande diferenciação entre os perfis ocorreu na zona saprolítica. O perfil em estágio mais atrasado de intemperismo foi o 4, enquanto que os estágios mais avançados foram observados nos perfis 8, 10 e 13, com todo o perfil apresentando valor 0 (zero).

Tabela 44. Índice de intemperismo de Parker (“WIP”) aplicado nos perfis de intemperismo da bacia do rio Turvo.

Profundidade (cm)	ÍNDICE DE INTEMPERISMO "WIP"													
	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13	P14
40-50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40
180-200	0	0	64	52	159	57	82	0	140	0	0	0	0	64
280-300	0	0	0	119	65	85	205	0	231	0	94	39	0	102
390-410	88	110	0	500	60	42		0		0	57		0	138
490-510	78	0	0	241	59	0		0		0	50			0

Em uma análise geral dos 14 perfis de intemperismo, podemos observar que a zona saprolítica dos perfis situados na sub-bacia do rio das Pedras (1 ao 8), apresentou valores mais elevados que os demais perfis distribuídos em outras sub-bacias da bacia do rio Turvo (Figura 53).

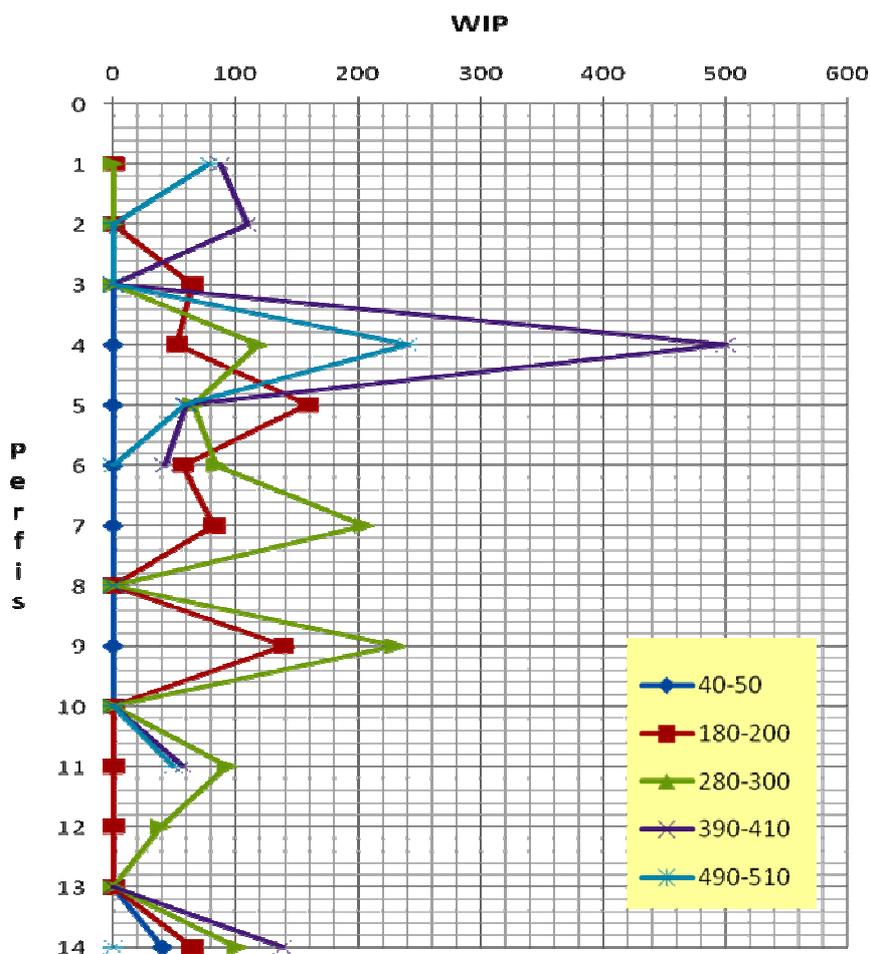


Figura 53. Gráfico da distribuição dos valores do WIP nos 14 perfis.

Essa diferenciação entre os perfis é mais clara, principalmente, entre as amostras mais profundas, dentro do saprolito. A análise do gráfico permite confirmar que as curvas dos perfis 9 ao 14 são mais próximas ao 0 que as curvas dos perfis 1 ao 8. Em síntese, os perfis de intemperismo observados na bacia do rio Turvo podem ser considerados, de modo geral, bastante intemperizados. Essa afirmação deriva do amplo predomínio observado dos elementos de menor mobilidade nos perfis. Entretanto, a partir do refinamento da análise sobre os elementos mais móveis, tornaram-se mais explícitas as diferenças químicas entre eles. Desta forma, destacamos a maior presença de elementos móveis na zona saprolítica do conjunto de perfis situados na sub-bacia do rio das Pedras, o que em uma análise comparativa, permite afirmar que estes perfis estão menos intemperizados que os demais.

7. Evolução geomorfológica recente da bacia do rio Turvo-RJ

Os dois ciclos de instabilidade morfodinâmica recente que ocorreram na região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, amplamente estudados por Coelho Netto & Dietrich (1991), Coelho Netto *et. al.* (1994) e Coelho Netto (1999), foram também observados na bacia do rio Turvo.

Os resultados de datação por carbono 14 das amostras localizadas na base dos depósitos fluviais mostraram idades que variaram entre 11.011 e 8.395 anos antes do presente, registrando, assim, o grande evento erosivo-deposicional ocorrido durante a transição do Pleistoceno-Holoceno. Nesse período foi observada uma mudança climática na região Sudeste do Brasil, onde o clima teria evoluído para uma fase mais úmida, sobre um ambiente de vegetação rarefeita e pouco desenvolvida. Tais condições ambientais teriam favorecido a intensa atividade erosiva nas encostas, gerando grande produção de sedimentos e o entulhamento dos fundos de vale da região. Esse ciclo de agradação dos vales foi descrito por Coelho Netto & Dietrich (1991), Coelho Netto *et. al.* (1994), Dantas (1995), Dantas e Coelho Netto (1994) e Coelho Netto (1999), para a bacia do rio Bananal.

A magnitude do evento erosivo-deposicional relacionado a transição Pleistoceno-Holoceno, como demonstrado nos capítulos anteriores, foi bem inferior a registrada na bacia do rio Bananal por Dantas (1995) e Dantas e Coelho Netto (1995). A este fato atribui-se a menor efetividade de processos erosivos subsuperficiais, como a *seepage erosion* e, também, pela menor capacidade de estocagem de sedimentos. A *seepage erosion* foi apontada por Coelho Netto (1999), como um mecanismo chave na evolução geomorfológica da bacia do rio Bananal, sendo associada a exfiltração de água subterrânea

por fluxos artesianos. O forte gradiente hidráulico da bacia do rio Bananal seria o responsável pela efetividade desse processo. Por outro lado, na bacia do rio Turvo não foi observado ocorrência de fluxos artesianos, pois o gradiente hidráulico da bacia é relativamente baixo.

O ciclo erosivo-deposicional associado à atividade cafeeira na região produziu volumes de sedimentos semelhantes entre as bacias do rio das Pedras (Turvo) e do rio Piracema (Bananal). Este comportamento pode ser explicado pelo fato de que neste evento os processos erosivos superficiais (*splash erosion* e *sheet-whash erosion*) foram predominantes sobre os subsuperficiais (*seepage erosion*), como destacam Dantas e Coelho Netto (1995). Toda a região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul sofreu com desmatamento para introdução das plantações de café, o que potencializou a ocorrência dos fluxos superficiais.

A análise da granulometria dos sedimentos mostrou que os mesmos são mal selecionados, mesmo no baixo curso da bacia do rio Turvo, o que reflete a contribuição de sedimentos de encostas adjacentes, dificultando o trabalho de selecionamento dos grãos feito pelo rio. Essa característica está de acordo com a teoria de que os processos erosivos-deposicionais ocorrem de forma sincronizada na escala da bacia (Coelho Netto, 1999).

De modo geral a bacia do rio Turvo apresentou menos evidências da ocorrência de trabalho mecânico, como podemos constatar através das baixas taxas de sedimentação. Entretanto, as taxas de sedimentação não foram uniformes na bacia, pois a bacia do rio das Pedras, e alguns de seus tributários, teve as mais altas taxas de sedimentação dentro da bacia do rio Turvo.

Na sub-bacia do rio das Pedras (Figura 54) os lineamentos estruturais norte-sul permitiram o encaixe da rede de drenagem promovendo o recuo da escarpa de falha, o que provavelmente produziu uma grande carga de sedimentos. Esses lineamentos norte-sul só existem na sub-bacia do rio das Pedras, no restante da bacia do rio Turvo, os rios drenam ora no sentido do *dip* ora no sentido do strike NE-SO. O mapeamento mostrou também uma maior concentração de *knickpoints*, principalmente nos canais tributários de ordem inferior, o que acaba deixando vales tributários suspensos, com maior poder de retenção de sedimentos.

Na sub-bacia do rio Cachimbal (Figura 55) foi observado pouco estoque de sedimentos o que resultou numa baixa taxa de sedimentação para o ciclo de 10.000 anos atrás. A ausência de *knickpoints* expressivos pode ter contribuído para esta característica. Contudo, a bacia apresentou de fato pouca evidência de trabalho mecânico, pois não foi observada nenhuma voçoroca. Vale ainda destacar que a bacia do rio Cachimbal drena no sentido *anti-dip* o que dificulta a ocorrência dos fluxos hídricos em direção ao vale principal do Turvo e o próprio desenvolvimento da bacia.

A sub-bacia do rio do Ramalho (Figura 56) apresentou o maior estoque de sedimentos depois da sub-bacia do rio das Pedras. Essa característica deve-se a presença de vários vales suspensos devido a ocorrência de alguns *knickpoints*. Todavia, o grande número de depressões fechadas em divisores de drenagem e a ausência de voçorocas confirmam que de fato os processos mecânicos são pouco expressivos.

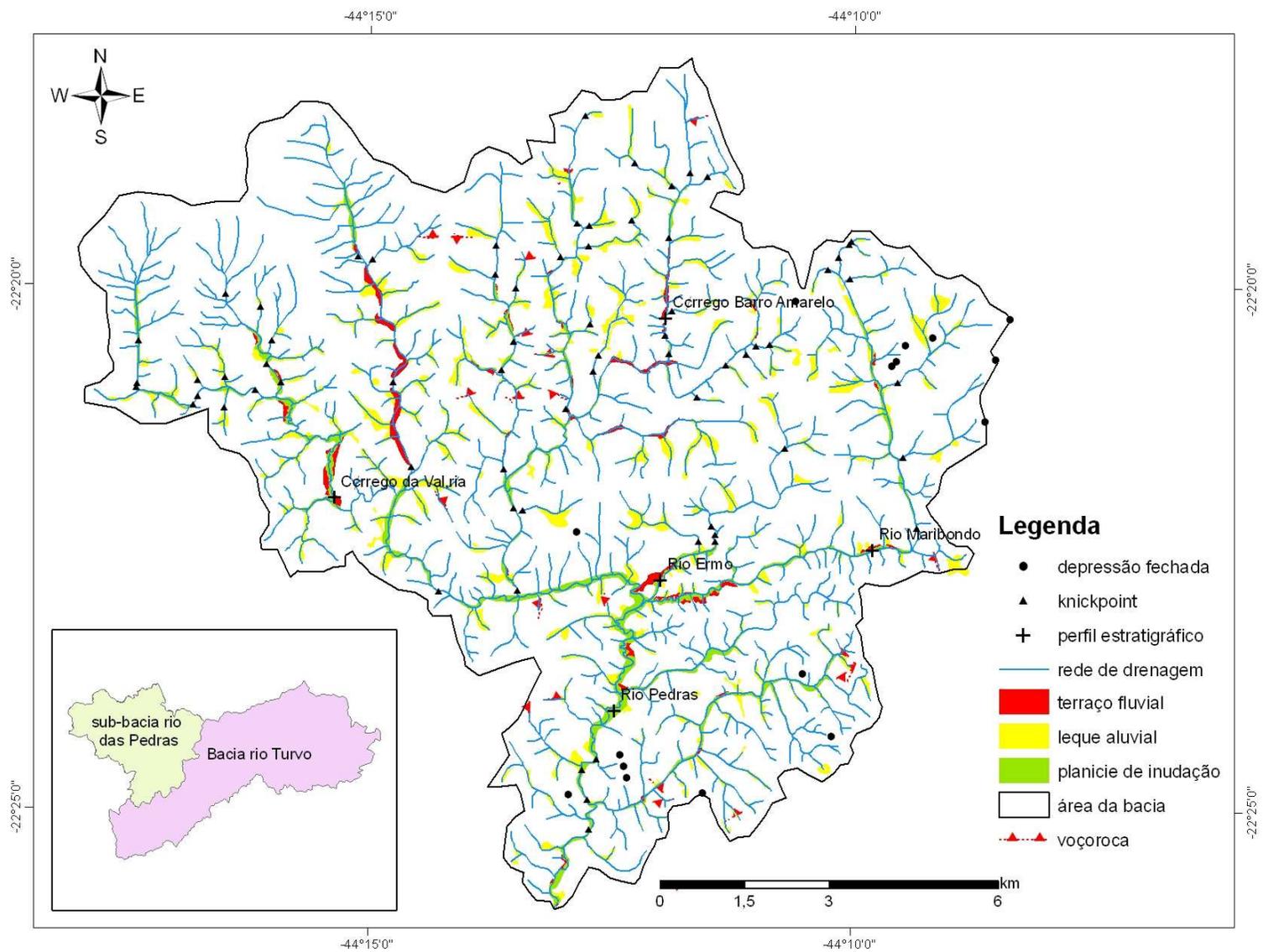


Figura 54. Mapeamento geomorfológico da sub-bacia do rio das Pedras.

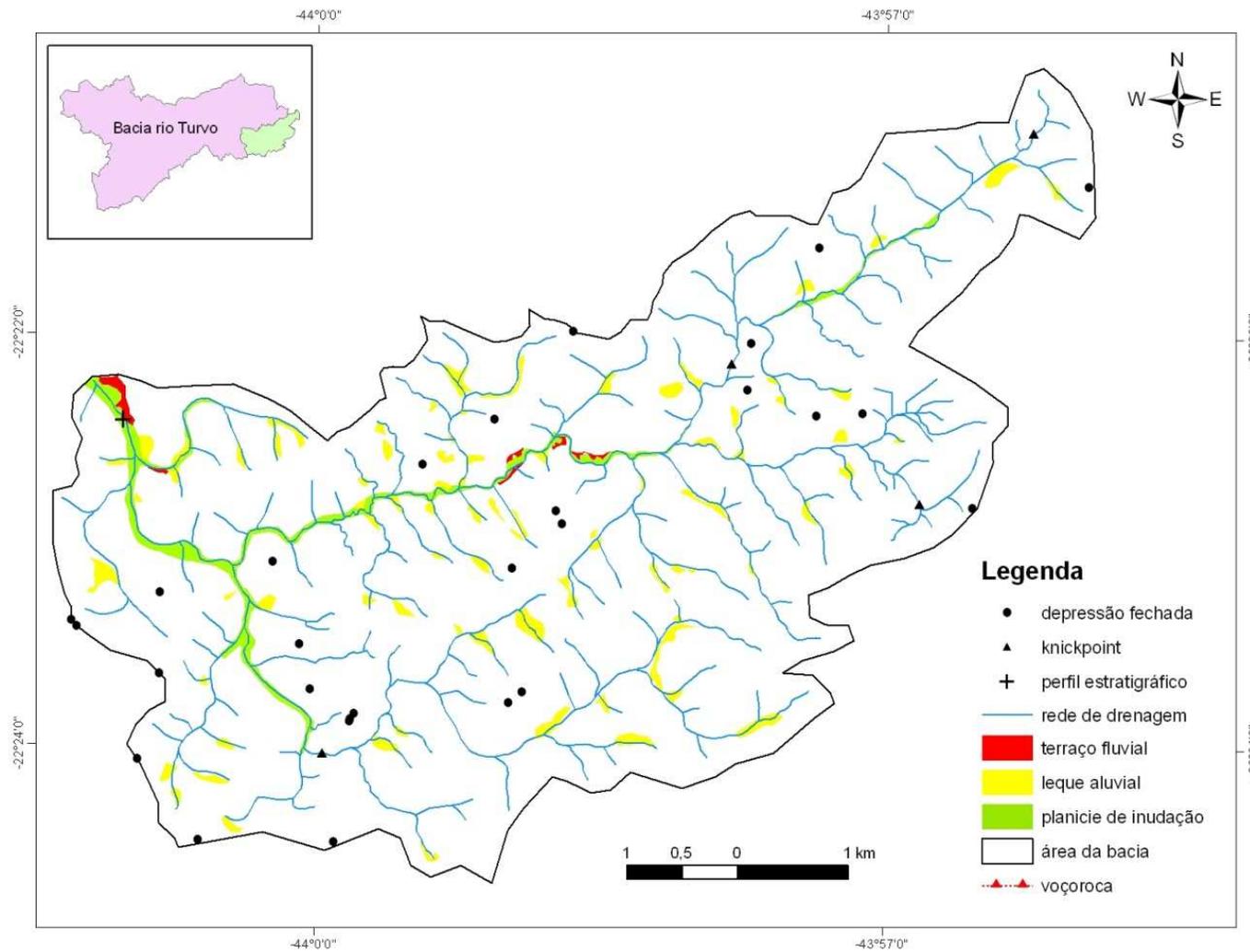


Figura 55. Mapeamento geomorfológico da sub-bacia do rio Cachimbal.

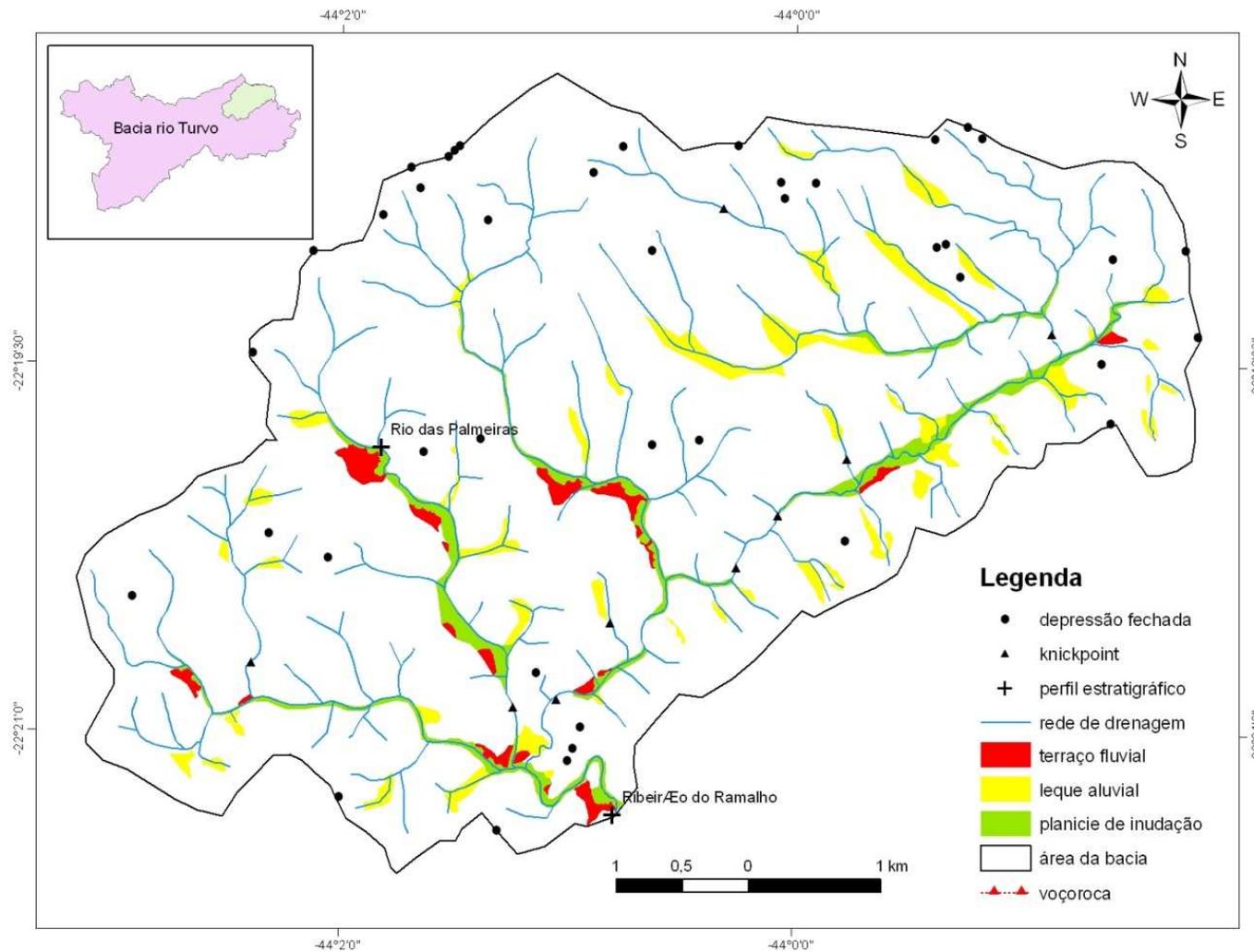


Figura 56. Mapeamento geomorfológico da sub-bacia do rio do Ramalho.

De maneira geral, os processos de denudação química são importantes na bacia do rio Turvo, pois o mapeamento revelou 222 depressões fechadas em divisores de drenagem. Contudo, a distribuição espacial destas feições também não é uniforme na bacia, a sub-bacia do rio das Pedras apresentou apenas 16 destas feições, tendo uma densidade de 0,12 depressões por km².

Os quartzitos que se encontram na porção nordeste da bacia do rio Turvo contribuem fortemente para a manutenção da escarpa de falha nesta porção da bacia, dificultando a ocorrência da erosão mecânica. De acordo com Salgado e Valadão (2003) a maior resistência dos quartzitos dificulta a própria erosão mecânica através da menor produção de material friável.

Na bacia do rio Turvo prevalecem os processos de denudação química sobre os de denudação mecânica, com exceção da sub-bacia do rio das Pedras, onde o trabalho mecânico teria promovido a destruição de divisores e a própria abertura dessas depressões transformando-as em vales de cabeceira, como proposto por Coelho Netto (2003).

O levantamento dos solos mostrou que a pedogênese é menos evoluída nos perfis situados da sub-bacia do rio das Pedras, com solos menos espessos e mais jovens, o que segundo a literatura é esperado para áreas em que prevalece a morfogênese.

A análise dos perfis de intemperismo confirma essa tese, pois apesar de os perfis terem sido considerados bem intemperizados, os saprolitos observados na sub-bacia do rio das Pedras apresentaram estágios mais atrasados que os demais perfis, principalmente pela maior presença de cátions móveis.

A presença das depressões constitui indicadores relativos da evolução geomorfológica da bacia. As depressões fechadas em divisores de drenagem possuem idades variadas, genericamente distinguimos dois grupos: a) depressões mais jovens: aquelas que foram observadas camadas sub-superficiais ricas em matéria-orgânica e cujos processos pedogenéticos ainda não atuaram o suficiente para ajustarem os solos a topografia da depressão; b) depressões mais antigas: aquelas que não foram observadas camadas sub-superficiais orgânicas e a pedogênese encontra-se ajustada as novas condições hidrológicas condicionadas pela topografia da depressão;

Destacamos que a existência de material orgânico em sub-superfície não está associado apenas as condições de formação dessa camada, mas também ao tempo em que essa camada rica em matéria orgânica foi formada em sub-superfície. Casos de depressões antigas, como a estudada por Castro e Coelho Netto (2002), na bacia do rio Bananal, não foi observado a ocorrência de camada rica em matéria orgânica, mesmo a depressão tendo sofrido alagamento sazonal e a formação de Gleissolo por hidromorfia no fundo. Nesse sentido, como é uma depressão considerada relativamente mais antiga, o tempo pode ter atuado na desintegração total da matéria-orgânica.

O modelo de evolução geomorfológica da bacia do rio Turvo é mais mecânico na sub-bacia do rio das Pedras, se aproximando do modelo evolutivo da bacia do rio Bananal proposto por Coelho Netto (1999), contudo com menor magnitude, principalmente dos processos erosivos sub-superficiais. No restante da bacia, a evolução geoquímica é mais expressiva devido a baixa efetividade da denudação mecânica, o que permitiu o surgimento e a preservação de tais feições na paisagem.

8. Conclusões

A evolução geomorfológica da bacia do rio Turvo é mais lenta que a observada na bacia do rio Bananal, pois os processos mecânicos mostraram-se pouco efetivos, tanto na transição Pleistoceno-Holoceno, devido ao baixo estoque de sedimentos encontrado, quanto na atualidade, em função do pequeno número de voçorocas.

Essa relativa “estabilidade” mecânica permitiu o desenvolvimento e manutenção de feições químicas, como as depressões fechadas em divisores de drenagem, que refletem a predominância da denudação geoquímica como mecanismo principal de evolução geomorfológica. A ocorrência da denudação química, ou a etchplanação dinâmica, requer períodos longos de estabilidade morfodinâmica, pois a erosão mecânica destrói as feições químicas da paisagem, mascarando a ocorrência desse processo.

A sub-bacia do rio das Pedras se diferenciou no conjunto da bacia do rio Turvo, possuindo poucas feições de denudação química (depressões fechadas) e mais estoque de sedimentos e número de voçorocas, assim, sua evolução é governada por processos mecânicos, porém em intensidade bem inferior ao observado na bacia do rio Bananal. Os rios tributários que compõem a sub-bacia do rio das Pedras drenam no sentido *dip* e estão encaixados nos lineamentos norte-sul, essas características conferiram maior potencial hidro-erosivo, promovendo o recuo da escarpa de falha neste trecho da bacia.

A baixa atividade mecânica na sub-bacia do rio Turvo, antes da confluência com o rio das Pedras, é resultante dos seguintes fatores: a) baixo gradiente topográfico, principalmente no divisor com a bacia do rio das Flores; b) na margem direita, a escarpa de falha, trecho de maior gradiente

topográfico, está sendo controlada pela resistência promovida pelos quartzitos; c) na margem esquerda, todos os tributários drenam no sentido *anti-dip*, limitando o seu desenvolvimento hidro-erosivo.

Os solos e os perfis de intemperismo são mais incipientes na sub-bacia do rio das Pedras, confirmando o que diz a literatura sobre a relação entre morfogênese e pedogênese. A maior instabilidade morfodinâmica observada no rio das Pedras não permite o desenvolvimento pleno do intemperismo e conseqüentemente dos solos. Por outro lado, no restante da bacia do rio Turvo, sob o grande número de depressões fechadas existem perfis de intemperismo e solos mais evoluídos, com a presença marcante dos latossolos.

Não foi observada nenhuma relação entre forma e compartimento topográfico ou unidade geológica, apesar de uma ligeira concentração de depressões fechadas nos quartzitos. A predominância de feições de denudação química ou mecânica se dá pelo processo atuante predominante.

Como trabalhos futuros, sugerimos: a) ampliação dos levantamentos em depressões fechadas para validar um modelo evolutivo das mesmas; b) estudos geofísicos de detalhe para conhecer as estruturas dominantes no relevo de ocorrência das depressões fechadas; c) estudos de balanço geoquímico da concentração de elementos em águas de rios, principalmente comparando a sub-bacia do rio das Pedras com uma sub-bacia muitas depressões fechadas.

9. Referências bibliográficas

Ahnert, F.. Brief description of a comprehensive three-dimensional model of landform development. *Z. Geomorphol.*, Suppl. 35, 1976, 1-10.

Ahnert, F.. Process-response models of denudation at different spatial scales. *Catena Supplement*. 10, 1987, 31-50.

Anderson, R. S.. Modeling the tor-dotted crests, bedrock edges, and parabolic profiles of high alpine surfaces of the Wind River range, Wyoming. *Geomorphology* 46, 2002, 35-58.

Avelar, A. S. & Coelho Netto, A. L., Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2), (1992), 222-227.

Bigarella, J.J. & Meis, M.R.M. 1965. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. *Bol. Paran. De Geografia*, v. 16/17, 97-153.

Bigarella, J.J.; Mousinho, M.R. & Silva, J. X. 1965. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Bol. Paranaense de Geografia*, 16/17, 85-116.

Birkeland, P. W.. *Soils and Geomorphology*. New York, Oxford University Press, Inc., 1984, 372p.

Brito, R. N. R. de; Asp, N. E.; Beasley, C. R.; Santos, H. S. S. dos. Características Sedimentares Fluviais Associadas ao Grau de Preservação da Mata Ciliar - Rio Urumajó, Nordeste Paraense. *Acta Amazônia*, vol. 39(1) 2009, 173-180.

Büdel, J. 1957. Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den fenchten tropen. *Zeif. Geomorph.*, 1(2), 201-228.

Büdel, J. 1982. *Climatic Geomorphology*. Princepton, Princepton Univ. Press. 443p.

Cambra, M. P. Movimentos de água na porção superior de solos sob pastagem: o papel do sistema radicular. Dissertação de Mestrado, PPGG, UFRJ, 1999, 144p.

Cardoso, C.A. et al. Caracterização Morfométrica da Bacia Hidrográfica do rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. *Sociedade de Investigações Florestais. R. Árvore*, Viçosa-MG, v.30, n.2, p.241-248, 2006.

Carmo, I. de O.. Geocronologia do intemperismo cenozóico no Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFRJ, 134p, 2005.

Carmo, I. de O. & Vasconcelos, P.M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraints on late miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 241 (2006) 80–94.

Castro, S. S. & Coelho Netto, A. L.. Evolução pedogenética de topo, na bacia do alto rio Fortaleza, região de Bananal (RJ/SP): resultados preliminares. Anais do IV Encontro Sobre Engenharia Geotécnica e Hidrologia no Sistema Encosta-Planície Costeira. Bananal, 2002, 181-192.

Coelho, R. M.; Lepsch, I. F.; Menk, J. R. F. Relação solo-relevo em uma encosta com transição arenito-basalto em Jaú, SP. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. Campinas, v.18, p.125-137, 1994.

Coelho Netto, A.L. & Dietrich, W. E. Ciclos de degradação e agradação no médio vale do rio Paraíba do Sul: datações absolutas. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, SP, Atas SBG, 1991.

Coelho Netto, A.L.; Fernandes, N.F.; Dantas, M.E.; Dietrich, W.E.; Montgomery, D.R.; Davis, J.C.; Proctor, I.; Vogel, J. & Southin, J.. ^{14}C MAS evidences of two Holocene erosion-sedimentation cycles in SE Brazil: stratigraphy and stratigraphy inversion. 14th Intern. Sedimentary Congress, IAS-International Association of Sedimentologists, Recife, (1994), 28-30.

Coelho Netto, A. L. 1999. Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brasil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Bologna, Itália. III (3):21-48.

Coelho Netto, A. L.. Evolução de cabeceiras de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Ano 4, N. 2, 2003, 118-167.

Coelho Netto, A.L.; Avelar, A.S.; Fernandes, M.C.; Lacerda, W.A. Landslide susceptibility in a mountainous geocosystem, Tijuca Massif, Rio de Janeiro: the role of morphometric subdivision of the terrain. *Geomorphology* (Amsterdam), Estados Unidos, v. 87, p. 120-131, 2007.

Coelho Netto, A.L.; Avelar, A.S.; Uagoda, R.E.S. & Xavier, R.A. Recent landscape evolution in SE-Brazil: sapatial variability of chemical and physical denudation. 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG), Melbourne, Austrália, 2009.

Colman, S. M.. Rock weathering rates as function of time. *Quaternary Research*, 15, 1981, 250-264.

Coltrinari, L. Karstic-type forms and landscape evolution in Taubaté basin (São Paulo, Brazil). *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 22 (1999), 5-12.

Cunha, P.; Marques JR.; J.; Curi, N.; Pereira, G. T.; Lepsch, I. F. Superfícies geomórficas e atributos de Latossolos em uma seqüência arenítico-basáltica da região de Jaboticabal (SP). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. Viçosa v.29 p.81-90, 2005.

Daniels, R. B.; Gamble, E. F.; Cady, J. G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. *Advances in Agronomy*. Madison, v.23, p.51-87, 1971.

Dantas, M.E. 1995. Controles naturais e antropogênicos da estocagem diferencial de sedimentos fluviais: bacia do rio Bananal (SP/RJ), Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Dissertação de mestrado, IGEO/UFRJ, 142p.

Dantas, M.E. & Coelho Netto, A. L. 1995. Impacto do ciclo cafeeiro na evolução da paisagem geomorfológica no médio vale do rio Paraíba do Sul. *Cadernos de Geociências*, Rio de Janeiro, v.1559, 76p.

Dietrich, W. E.; Montgomery, D.; Coelho Netto, A. L. & Moura, J.R.S. evidence for regional aggradation starting in the Early Holocene in southeastern Brazil and for degradation due to deforestation. *Am. Geoph. Union, Fall Meeting, San Francisco, USA/EOS*, 70(43), 1991.

Embrapa (Centro Nacional de Pesquisa de Solo) 1997. Manual de métodos e análise de solo. 2ª edição. EMBRAPA-CNPq. Rio de Janeiro.

Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO E APLICAÇÃO DE LEVANTAMENTOS DE SOLOS, 4., Rio de Janeiro, 1994.. Anais. Rio de Janeiro, 1995. 157p.

Ehlen, J.. Fracture characteristics in weathered granites. *Geomorphology* 31, 1999, 29-45.

Ehlen, J.. Above the weathering front: contrasting approaches to the study and classification of weathered mantle. *Geomorphology* 67, 2005, 7-21.

Felizola, H. F. & Boulet, B.. Evolution and opening of closed depressions developed in a quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution. *Geomorphology* 16, 1996, 77-86.

Folk, R. L. 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Univ. Texas Geol. 370k. Hemphill's Austin, 170p.

Folk, R.L. & Ward. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1), 1957, 3-26.

Fonseca, O.O.M. Caracterização e classificação de solos Latossólicos e Podzólicos desenvolvidos nos sedimentos do terciário no litoral Brasileiro. Itaguaí, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, (Tese de Mestrado), 1986. 185p..

Gilbert, G. K. 1877. Report on the geology of Henry mountains. *U.S. Geog. & Geol. Survey of the Rocky Mountain Region*. Department of the Interior. Washington. 151p.

Gillijns, Katleen; Poesen, Jean & Deckers, Jozef.. On the characteristics and origin of closed depressions in loess-derived soils in Europe – a case study from central Belgium. *Catena* 60, 2005, 43-58.

Heilbron, M. O Segmento Central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica. Tese de Livre Docência. Dgel/UERJ, 1995, 110p.

Heimsath, A. M., Chappell, J., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C.. Soil production in a retreating escarpment in southeastern Australia. *Geology* 28, 2000, 787-790.

Heimsath, A. M., Chappell, J., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C.. Late quaternary erosion in southeastern Australia: a field example using cosmogenic nuclides. *Quat. Int.* 83-85, 2001, 169-185.

Horton, R. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative Geomorphology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 56, 1945, 275-370.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Manual técnico de pedologia. Rio de Janeiro, Manuais técnicos em geociências, n. 4, 2^a. Edição, 2007.

King, L.C. Canons of landscape evolution. *Bull. Geol. Soc. Of America*, 64 (7):721-752, 1953.

King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geografia*, IBGE, 18(2), 147-266.

Meis, M. R. M. 1977. As unidades morfoestratigráficas neoquaternárias do médio vale do Rio Doce. *Anais Acad. Bras. Ciências* 49:443-459.

Meis, M.R.M.; Machado, M.B. & Cunha, S.B. 1975. Note on the distribution and origin of the late quaternary ramps near, Rio de Janeiro, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*. 47 (suplemento).

Meis, M.R.M. & Machado, M.B. 1978. A morfologia de rampas e terraces no Planalto Sudeste do Brasil. *Finisterra*, 13(26):201-218.

Meis, M.R.M. & Monteiro, A.M.F. 1979. Upper Quaternary ramps, Doce River Valley, Se Brazilian Plateau. *Zeitschr. Fur. Geomorph.*, 23:132-151.

Meis, M.R.M.; Miranda, L.H.G. & Fernandes, N.F. Desnivelamento e altitude como parâmetros para compartimentação do relevo: Bacia do Médio-Baixo Paraíba do Sul. *Anais 32 Congresso Brasileiro de Geologia*, 4, 1982, 1489-1503.

Meis, M.R.M. & Moura, J.R. 1984. Upper Quaternary sedimentations and hillslope evolution. *Am. Jour. Sci.* 284:241-254.

Modenesi-Gauttieri, M. C.; Toledo, M. C. M. de; Soares, L. C. d R.; Taioli, F.; Shimada, H. Gênese e evolução do saprólito no planalto de Campos do Jordão: implicações na evolução do relevo. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2): 242-255, 2010.

Modenesi-Gauttieri, M. C.; Toledo, M. C. M. de; Hiruma, S. T. ; Taioli, F.; Shimada, H. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. *Catena* 85 (2011) 221–230.

Moreau, A. M. S. dos S.; Ker, J. C.; Costa, L. M. da & Gomes, F. H. Caracterização de solos de duas Toposseqüências em tabuleiros Costeiros do sul da Bahia. *R. Bras. Ci. Solo*, 30:1007-1019, 2006.

Moura, J.R.S. & Meis, M.R.M. 1986. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal-SP. *An. Acad. Bras. Cienc.*, Rio de Janeiro, 58(1): 89-102.

Munsell Collor Company. 1975. Munsell soil color chart. Munsell color. Macbeth Division of Kollmorgen Corporation. 2441 North Calvert Street, Baltimore, Maryland. USA.

Norton, L.D. Erosion – sedimentation in a closed drainage basin in Northwest Indiana. *Soil Science Society of American Journal*. 50:209-213, 1986.

Oliveira, M. A. T. de & Lima, G. L. de. Classificação de sedimentos quaternários em cabeceiras de vale através da aplicação do diagrama de Flemming: município de Campo Alegre, Norte de Santa Catarina. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 23, n. 1/2, p. 67-78, 2004

Ollier, C. & Pain, C.. *Regolith, soils and landforms*. John Wiley & Sons. 1996, 316p.

Owens, L. B. & Watson, J.P.. Landscape reduction by weathering in small Rhodesian watersheds. *Geology*, 7, 1979a, 281-284p.

Owens, L.B. Watson, J.P.. Rates of weathering and soil formation on granite in Rhodesia. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43, 1979b, 160-166.

Parker, A.. An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine* 107, 501-504, 1970.

Passos, E. & Bigarella, J. J. Superfícies de erosão. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, A. J. T. *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 107-141.

Penck, W.. *Morphological analysis of land forms – A contribution to physical geology*. McMillan & Co., 1953, 429p.

Phillips, Jonathan D.. Weathering instability and landscape evolution. *Geomorphology* 67, 2005, 255-272.

Price, J. R. & Velbel, M. A. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, 202 (2003) 397-416.

Rossi, M. & Queiroz Neto, J. P. Relações solo-paisagem em regiões tropicais úmidas: o exemplo da Serra do Mar em São Paulo, Brasil. *Revista do Departamento de Geografia*, 14 (2001) 11-23.

Ruhe, R. V. Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil Science*. Baltimore, v.82, p.441-445, 1956.

Ruhe, R.V. Quaternary landscape in Iowa. Ames, State University Press, 1969. 255p.

Ruxton, B.P., Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Journal of Geology* 76, 518-527, 1968.

Santos, A. do C.; Pereira, M. G.; Anjos, L. H. C. dos; Bernini, T. de A.; Cooper, M.; Nummer, A. R. & Francelino, M. R. Gênese e classificação de solos numa topossequência no ambiente de mar de morros do médio vale do Paraíba do Sul, RJ. *R. Bras. Ci. Solo*, 34:1297-1314, 2010

Scatolini, F. M. & Moniz, A. C.. Influência do material de origem, do lençol freático surgente e da posição topográfica nos solos de uma encosta em Mococa (SP). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, 16:379-388, 1992.

Stallard, R. F.. Weathering and erosion in the humid tropics. In: *Physical and chemical weathering in geochemical cycles*. Editores: Lerman, A. E Meybeck, M. NATO ASI Series. Kluwer Academic Publishers, 1988, 225-246pp.

Strahler, A. Hypsometric analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Of. Am. Bull.*, 63, 1952, 1117-1142.

Taylor, R.E. Fifty Years of Radiocarbon Dating. *American Scientist*, Jan 2000 v88 i1 p60.

Teramoto, E. R.; Lepsch, I. F.; Vidal-Torrado, P. Relações solo, superfície geomórfica e substrato geológico na microbacia do ribeirão Marins (Piracicaba - SP). *Scientia Agrícola*. Piracicaba, vol.58, n.2, p.361-371, 2001.

Thomas, M.F. 1994a. *Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. NY, John Wiley & Sons. 443p.

Thomas, M. F. 1994b. Ages and geomorphic relationships of saprolite mantles. In: *Rock weathering and landform evolution / edited by D. A. Robinson and R. B. G. Williams*. NY, John Wiley & Sons. p.287-302.

Thomas, M. F. Evidence for high-energy landforming events on the central African plateau: eastern Province Zambia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF 43, 273-397, 1999.

Turkington, A. V., Phillips, J. D., Campbell, S. W.. Weathering and landscape evolution. *Geomorphology* 67, 2005,1-6.

Twidale, C.R. & Romani, J.R. On the multistage development of etch forms. *Geomorphology* 11, 157-186, 1994.

Uagoda, R., Reconhecimento geomorfológico de relevo cárstico em rochas quartzíticas: bacia hidrográfica do Ribeirão Santana, médio vale do rio Paraíba do Sul. Dissertação de Mestrado, PPGG-UFRJ, Rio de Janeiro, 2006.

Uagoda, R. Geocronologia quaternária da evolução da paisagem de área cárstica não carbonática: bacia hidrográfica do Ribeirão Santana, MG. Tese de doutorado, PPGG, UFRJ, 2011, 195p.

Uagoda, R.; Coelho Netto, A.L. & Avelar, A.S.. Morfologia de depressões fechadas em relevo cárstico-quartzítico da bacia do Ribeirão Santana/MG: primeiras datações absolutas. Anais do VII Simpósio Nacional de Geomorfologia – SINAGEO e II Encontro Latino Americano de Geomorfologia, Belo Horizonte-MG, de 1 a 8 de agosto de 2008, UFMG. Cd-rom.

Uagoda, R. Coelho Netto, A. L. & Avelar, A. S. Morfologia de depressões fechadas em domínio cárstico-quartzítico na bacia do Ribeirão Santana/MG: datações absolutas iniciais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 10, 2009, 91-98.

Uagoda, R. Avelar, A. S. & Coelho Netto, A.L. Karstic morphology control in non-carbonate rocks: Santana Basin, Middle Paraíba do Sul river valley, Brazil. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, Vol. 54, 2010.

Valeriano, C.M. & Heilbron, M. A zona de transtensão de Volta Redonda e sua implicação na compartimentação tectônica da porção central da Faixa Ribeira. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, Atas SBG, 1993, 9-15.

Vanwalleghem, T.; Poesen, J.; Vitse, I.; Bork, H.R.; Dotterweich, M. Schmidtchen, G.; Deckers, J.; Lang, A. and Mauz, B.. Origin and evolution of closed depressions in central Belgium, European loess belt. *Earth Surf. Process. Landforms* 32, (2007) 574-586.

Varajão, C.A.C.; Salgado, A.A.R.; Varajão, A.F.D.C.; Braucher, R.; Colin, F. & Nalini Jr., H.A. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (10be) e da pedogênese. *R. Bras. Ci. Solo*, 33:1409-1425, 2009

Vidal-Torrado, P.; Lepsch, I. F. Relações material de origem / solo e pedogênese em uma seqüência de solos predominantemente argilosos e latossólicos sobre psamitos na Depressão Periférica Paulista. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa. v.23, p.357-369, 1999.

Vidal-Torrado, P.; Lepsch, I. F.; Castro, S. S. Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas. In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L. R. F.; COOPER, M.; SILVA, A. P. da; CARDOSO, E. J. (Ed.) Tópicos em Ciência do Solo. Viçosa. *Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*, v.4, p.145-192, 2005.

Vitte, A. C. Considerações sobre a teoria da *etchplanação* e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. *Terra Livre*, São Paulo, n. 16 p. 11-24 1º semestre/2001.

Vitte, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. UNICAMP, *Revista do Departamento de Geografia*, 16(2005) 105-118.

Xavier, R. A. e Coelho Netto, A. L. Ocorrência de depressões fechadas em divisores de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. *Geografias: Revista do Depto. De Geografia / Programa de Pós-graduação em Geografia*, UFMG, vol. 4, n. 2 (jul/dez), 61-68, 2008.

Wambeke, V. 1962. Criteria for classifying tropical soils by age. *J. Soil Sci.*, 13:124-132.

ANEXOS

Características morfológicas do Perfil 1.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-13	7.5YR 4/3	F	mod, mp/pq e gr	ausente	firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e clara	muitas raízes finas, médias comuns
AB	13- 20	7.5YR 4/4	FG	mod, pq e bsg	ausente	firme, não plást. e não peg.	plana e clara	raízes finas e médias poucas
Bi	20- 93	5YR 5/6	G	fr/mod, mp/pq e bsg	ausente	firme, lig. plástica e lig. pegajosa	plana e clara	poucas raízes finas
C	93- 200+	7.5R 4/6	FG	mod, mp e bsg	ausente	Friável, não plast. não peg.	-	fragmentos de rocha intemperizada e quartzo de até 20 cm de diâmetro.

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gd: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil 2.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-10	7.5YR 4/3	F	md/ft, pq e gr	ausente	firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e clara	muitas raízes finas e médias comuns
BA	-19	5YR 4/6	FG	mod, pq e bsg	ausente	firme, lig. plást. e lig. peg.	plana e clara	raízes finas e médias poucas
Bi	-96	5YR 5/6	G	fr/mod, peq e gr	ausente	firme, lig. plástica e lig. pegajosa	plana e clara	-
cascalheira	-107	-	-	-	-	-	-	-
BC	-140	5YR 4/6	F	fr/mod, mp e bsg	ausente	Friável, não plast. não peg.	plana e clara	fragmentos de rocha intemperizada e quartzo de até 10 cm de diâmetro.
C	-180 +	2.5YR 4/8	F	-	-	-	-	-

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas da Trincheira 3

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-13	10YR 3/3	F	mod, pq e bsg	ausente	firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e clara	muitas raízes finas, médias comuns
BA	-21	5YR 4/6	FA	mod, mp/pq e bsg	ausente	firme, lig. plást. e lig. peg.	plana e clara	raízes finas e médias poucas
Bt	-95	5YR 5/8	G	mod, mp/pq e bsg	moderada e comum	firme, lig. plástica e lig. pegajosa	plana e abrupta	raras raízes finas
cascalheira	-114	-	-	-	-	-	-	-
C	-200 +	2.5YR 4/6	F	-	-	-	-	fragmentos de rocha intemperizada e quartzo de até 3 cm de diâmetro.

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil 4

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-11	7.5YR 4/4	F	mod, pq e bsg	ausente	firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e abrupta	muitas raízes finas, médias comuns
BA	-35	7.5YR 4/6	FG	mod, mt pq e bsg	ausente	firme, não plást. e não peg.	plana e gradual	poucas raízes finas
Bt1	-90	5YR 4/6	FG	mod, mp/pq e bag	moderada e comum	firme, plástica e pegajosa	plana e gradual	raras raízes finas; fragmentos de rocha intemperizada e quartzo de até 2 cm de diâmetro.
Bt2	-115	5YR 4/6	G	mod/ft, mp/pq e bag	moderada e comum	firme, plástica e pegajosa	plana e abrupta	fragmentos de rocha intemperizada e quartzo de até 2 cm de diâmetro.
cascalheira	-120							
C	-200 +	2.5YR 4/8	FGA	-	-	-	-	-

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil 5

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-12	10YR 4/3	F	ft, mp/pq e bsg	ausente	mto firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e clara	muitas raízes finas, médias comuns
BA	-19	5YR 4/6	FG	mod, pq e bsg	ausente	firme, lig plást. e lig peg.	plana e gradual	raízes finas e médias poucas
Bt1	-53	5YR 5/8	FG	mod, mp/pq e bsg	fraca e pouca	firme, plástica e pegajosa	plana e gradual	poucas raízes finas, presença de fragmentos de quartzo de até 2 cm de diâmetro
Bt2	-125	5YR 4/6	FG	mod, mp e bsg	fraca e pouca	firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e clara	-
C	-200 +	2.5YR 4/6	F	-	-	-	-	-

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil 6.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-10	10YR 3/6	FA	ft, mp/pq e gr	ausente	mto firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e clara	muitas raízes finas, médias comuns, presença de carvão
BA	-26	5YR 4/6	FGA	mod, pq e gr	ausente	firme, lig plást. e lig peg.	plana e gradual	raízes finas e médias poucas, presença de carvão
B1	-80	5YR 5/6	FGA	mod/fr, mp/pq e bsg	ausente	firme, lig. plástica e lig. pegajosa	plana e difusa	poucas raízes finas, presença de carvão
B2	-153	7.5YR 5/8	FGA	fr/mod, mp e bsg	ausente	firme, lig. plástica e lig. pegajosa	plana e clara	Presença de mosqueado 2%, difuso
C	-200 +	2.5YR 4/6	FS	fr, mp e bsg	ausente	firme, não plast. não peg.	-	; fragmentos de rocha intemperizada e quartzo de até 3 cm de diâmetro

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil 7.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-12	10YR 4/3	F	md/ft, mp/pq e bsg	ausente	Firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e clara	muitas raízes finas, médias comuns
E	12-26	7.5YR 4/6	F	mod, mp/pq e bsg	ausente	Friável, não plást. e não peg.	plana e gradual	raízes finas e médias comuns
Bt	26-87	5YR 5/6	G	mod/ft, mp/pq e bag	moderada e comum	Firme, plástica e pegajosa	ondulada e gradual	poucas raízes finas e médias, frag. de rocha intemperizada de até 5 cm.
BC	87-115	5YR 5/6	FGA	mod, peq e bsg	ausente	Firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e gradual	-
C	115-180+	2.5YR 4/8	FGA	-	-	-	-	-

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil 8.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-12	7.5YR 3/3	F	md/ft, mp/pq e bsg	ausente	Firme, não plast. e lig. peg.	plana e clara	muitas raízes finas, médias comuns
BA	-20	7.5YR 4/4	FG	mod, mp/pq e bsg	ausente	Firme, lig. plást. e peg.	plana e gradual	raízes finas e médias comuns
Bi - Bw	-115	5YR 5/6	FG	mod/ft, mp/pq e bsg	pouca e fraca	Firme, lig. plást. e peg.	plana e abrupta	poucas raízes finas e médias; poucos mosqueados peq. e difusos
C	-200+	2.5YR 4/6	F	-	-	-	-	-

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil 9.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-14	10YR 4/2	F	md/ft, mp/pq e gr	ausente	Firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e clara	muitas raízes finas, médias comuns
BA	-27	7.5YR 4/6	FGA	mod, mp/pq e gr	ausente	Friável, não plást. e não peg.	plana e difusa	raízes finas e médias comuns
Bw1	-95	5YR 5/6	GA	mod, mp e gr	ausente	Firme, lig. plást. e lig. peg.	ondulada e difusa	poucas raízes finas e médias, fragmentos de rocha intemperizada e quartzo de até 2 cm de diâmetro.
Bw2	-190	5YR 5/6	GA	mod, mp/pq e gr	ausente	Firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e gradual	fragmentos de rocha intemperizada e quartzo de até 3 cm de diâmetro
BC	-200 +	2.5YR 4/8	F	fr, pq e gr	ausente	mta friável	-	-

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Atributos morfológicos da trincheira 10.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
BA	0-10	7.5YR 5/4	FG	md, mp e gr	ausente	Firme, lig. plast. e lig. peg.	plana e clara	muitas raízes finas, médias comuns
Bw1	-62	5YR 5/6	G	mod, mp e gr	ausente	firme, plástica e pegajosa	plana e difusa	raízes finas e médias comuns; poucos mosqueados, pequenos e difusos
Bw2	-200	5YR 5/8	G	mod, mp e gr	ausente	firme, plástica e pegajosa	ondulada e difusa	poucas raízes finas e médias, mosqueados, pequenos e difusos

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil 11..

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-18	7.5YR 3/3	F	mod/ft, mp/pq e gr	ausente	firme, plastica e pegajosa	plana e gradual	muitas raízes finas, médias comuns
BA	-28	5YR 4/6	FG	mod, mp/pq e gr	ausente	firme, lig. plást. e lig. peg.	plana e gradual	raízes finas e médias comuns
B	-122	5YR 4/6	G	mod, mp e gr	ausente	firme, plástica e pegajosa	plana e difusa	raízes finas e médias comuns; poucos mosqueados, pequenos e distintos
BC	-143	2.5YR 4/6	FGA	md, mp e bsg	ausente	friável, lig. plást. e lig. peg.	ondulada e difusa	poucas raízes finas e médias, fragmentos de rocha intemperizada e quartzo de até 2 cm de diâmetro.
C	-180 +	7.5R 4/4	F	-	-	-	-	-

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil 12.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-20	10YR 4/2	FA	md, mp/pq e gr	ausente	firme, lig. plást. e lig. peg.	plana e abrupta	muitas raízes finas, médias comuns
BA	-32	10YR 5/4	FGA	mod, mp e bsg	ausente	firme, lig. plást. e pegajosa	plana e gradual	raízes finas e médias comuns;
Bt1	-66	7.5YR 5/6	G	md, mp e bag	moderada e comum	firme, lig. plást. e pegajosa	ondulada e difusa	poucas raízes finas e médias
Bt2	-190 +	7.5YR 6/8	G	md, mp e bag	moderada e comum	firme, lig. plást. e pegajosa	-	-

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil13.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-12	7.5YR 4/3	F	md, mp/pq e gr	ausente	firme, lig. plást. e pegajosa	plana e clara	muitas raízes finas, médias comuns
BA	-25	5YR 4/4	F	mod, mp e bsg	ausente	firme, lig. plást. e pegajosa	plana e gradual	raízes finas e médias comuns;
Bw1	-86	5YR 4/6	FGA	md, mp e bsg	pouca e fraca	firme, plástica e pegajosa	plana e difusa	poucas raízes finas e médias; poucos mosqueados, pequenos e difusos
Bw2	-190 +	5YR 5/8	G	md, mp e bsg	ausente	firme, plástica e pegajosa	-	poucos mosqueados, pequenos e difusos

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas do Perfil14.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Cerosidade	Consistência	Transição	OBS
A	0-9	7.5YR 4/4	F	md, mp/pq e gr	ausente	firme, plástica e pegajosa	plana e clara	muitas raízes finas, médias comuns
E	-20	5YR 5/4	F	mod, mp e bsg	ausente	firme, lig. plást. e lig. peg.	plana e clara	raízes finas e médias comuns;
Bt1	-123	5YR 4/6	FGA	md, mp e bag	comum e fraca	firme, lig. plást. e lig. peg.	plana e gradual	poucas raízes finas e médias; poucos mosqueados, pequenos e difusos
BC	-156	2.5YR 4/6	F	fr, peq e bsg	ausente	friável, lig. plást. e lig. peg.	plana e clara	poucos mosqueados, pequenos e difusos
C	-200 +	7.5R 4/4	F	-	-	-	-	-

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A. Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bag: blocos angulares; bsg: blocos sub-angulares; gr: granular.

Características morfológicas da Trincheira 1.

Horizonte	Prof. (cm)	Cor úmida	Transição	Estrutura	OBS
A	0-15	10YR 3/2	plana e abrupta	md/ft, pq e gr	muitas raízes finas, médias comuns
AB	15-22	5YR 4/4	plana e difusa	mod, pq e gr	raízes finas e médias comuns
BA	22-40	5YR 4/6	ondulada e difusa	mod/fr, pq e gr	poucas raízes finas e médias
Bw1	40-110	5YR 4/6	ondulada e difusa	mod, pq e mp e gr	ausência de cerosidade e de mosqueados
Bw2	110-210	5YR 4/6	ondulada e difusa	mod, pq e mp e gr	ausência de cerosidade e de mosqueados
Tradagem	210-290	7.5R 5/4	-	-	-
Tradagem	290-350+	variiegada	-	-	-

Estrutura: ft: forte; md: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bl: blocos; ang: angulares; gr: granular.

Características morfológicas da trincheira 2.

Horizonte	Prof (cm)	Cor úmida (Munsell)	Transição	Estrutura	OBS
A	0-15	10YR 3/3	plana e abrupta	mod/ft, md e gr	muitas raízes finas, médias comuns
AB	15-25	7.5 YR 4/3	plana e gradual	mod, pq e gr	muitas raízes finas
BA	25-40	5YR 4/6	plana e gradual	mod, pq e gr	raízes finas comuns
Bw1	40-120	5YR 4/6	plana e gradual	mod, pq e gr	ausência de cerosidade e de mosqueados
Bw2	120-210	5YR 5/8	plana e abrupta	mod, md e gr	mosqueado 2% tamanho pequeno e médio cor 7.5R 5/6
Tradagem	210-250	5YR 5/8	-	-	-
Tradagem	250-310	7.5 YR 5/8	-	-	-
Tradagem	310-350+	7.5 R 4/4	-	-	-

Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bl: blocos; ang: angulares; gr: granular.

Características morfológicas da trincheira 3.

Horizonte	Prof (cm)	Cor úmida (Munsell)	Transição	Estrutura	OBS
A	0-30	10YR 2/2	plana e abrupta	mod, md e gr	muitas raízes finas, médias comuns
BA	30-65	5YR 4/6	plana e gradual	mod, md/pq e gr	raízes finas comuns
paleo A (?)	65-90	7.5YR 2.5/3	plana e clara	mod, pq e gr	muitas raízes finas
Camada orgânica	90-120	10YR 2/2	plana e clara	mod, pq e gr	raízes finas comuns
BA	120-160	5YR 3/4	plana e clara	mod, pq e gr	poucas raízes finas
Bw-Bt	160-210	5YR 4/6	plana e difusa	ft, md, bl ang	pouca cerosidade e fraca
Tradagem	210-260	5YR 5/8	-	-	-
Tradagem	260-320	Variegada 7.5R5/3	-	-	-

Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bl: blocos; ang: angulares; gr: granular.

Características morfológicas da trincheira 4.

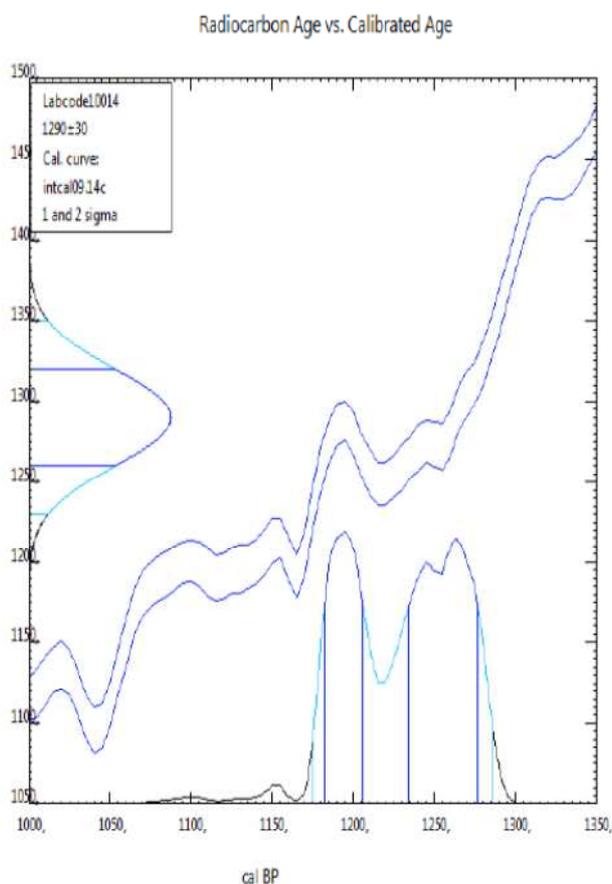
Horizonte	Prof (cm)	Cor úmida (Munsell)	Transição	Estrutura	OBS
A	0-20	7.5 YR 3/2	plana e clara	fr, md e gr	muitas raízes finas, médias comuns
BA	20-60	7.5 YR 4/6	plana e clara	mod, md/pq e gr	raízes finas e médias comuns
Bw1	60-150	7.5 YR 4/6	plana e clara	mod, pq e gr	ausência de cerosidade e de mosqueados
Bw2	150-210	7.5 YR 4/6	plana e clara	mod, pq/mp e gr	ausência de cerosidade e de mosqueados
Tradagem	210-270	7.5 YR 4/6	-	-	-
Tradagem	270-320	7.5 YR 6/8	-	-	-
Tradagem	320-350	7.5 YR 5/8	-	-	-
Tradagem	350-380	2.5 YR 4/8	-	-	-

Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bl: blocos; ang: angulares; gr: granular.

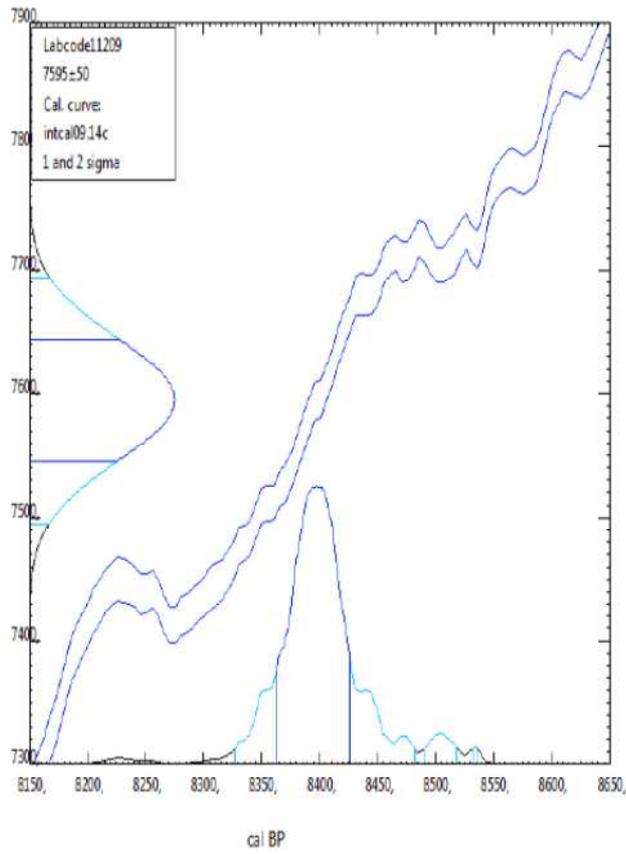
Características morfológicas da trincheira 5.

Horizonte	Prof (cm)	Cor úmida (Munsell)	Transição	Estrutura	OBS
A	0-22	7.5 YR 2.5/2	ondulada e difusa	mod, md/pq e gr	muitas raízes finas, médias comuns
Bw1	22-175	5YR 5/6	plana e gradual	fr, pq e gr	mosqueado 2% pequenos e médios cor 2.5 YR 5/6 (vermelho); presença de fragmentos de carvão entre 80 e 100 cm
Bw2	175-210	5YR 5/6	plana e gradual	fr, pq e gr	mosqueado 10% pequenos e médios cor 2.5 YR 5/6 (vermelho)
Tradagem	210-340	7.5R 4/4	-	-	-

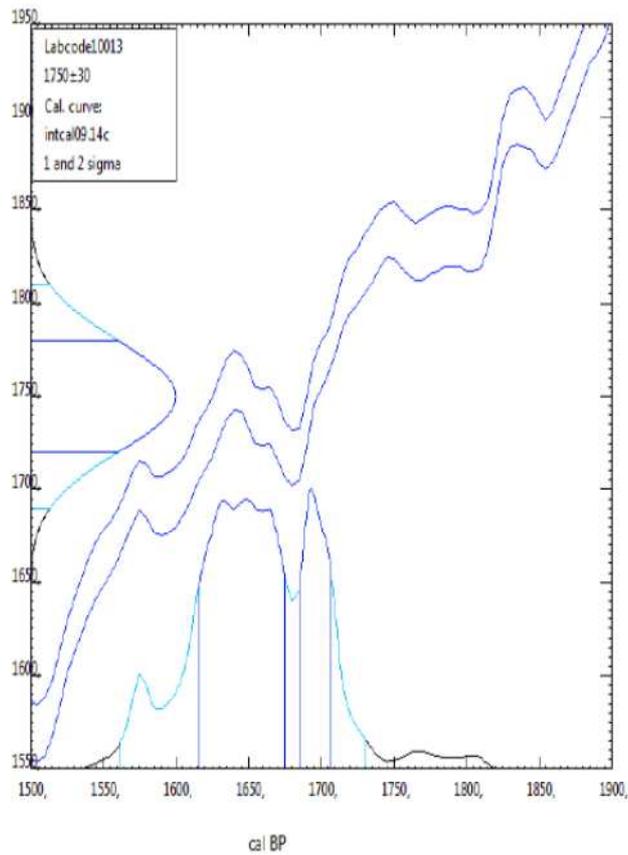
Estrutura: ft: forte; mod: moderada; fr: fraca; pq: pequena; md: média; gr: grande; mp: muito pequena; bl: blocos; ang: angulares; gr: granular.



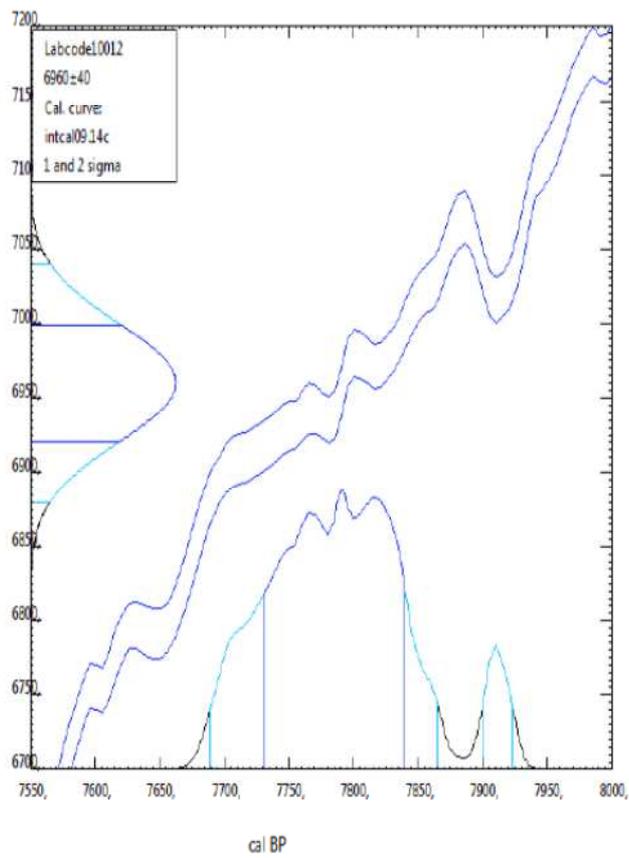
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



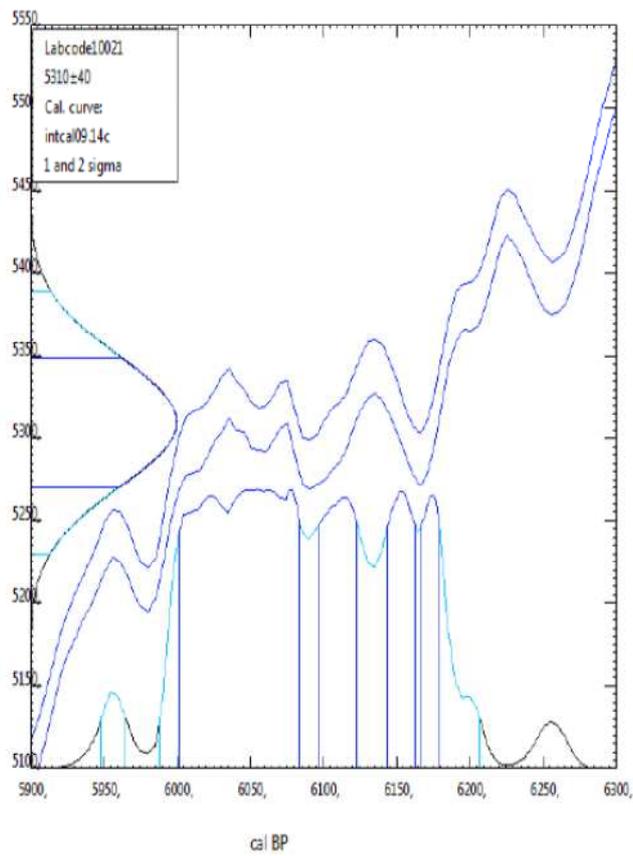
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



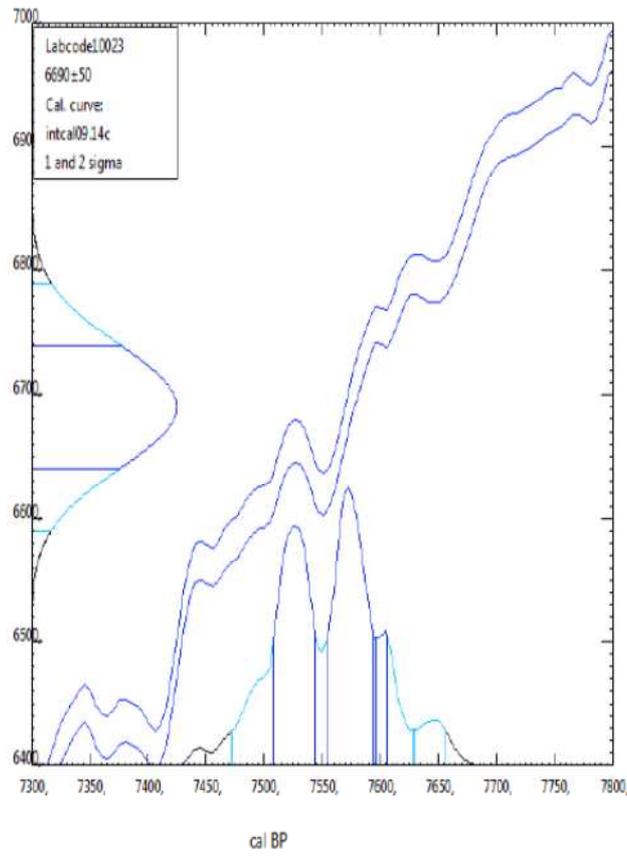
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



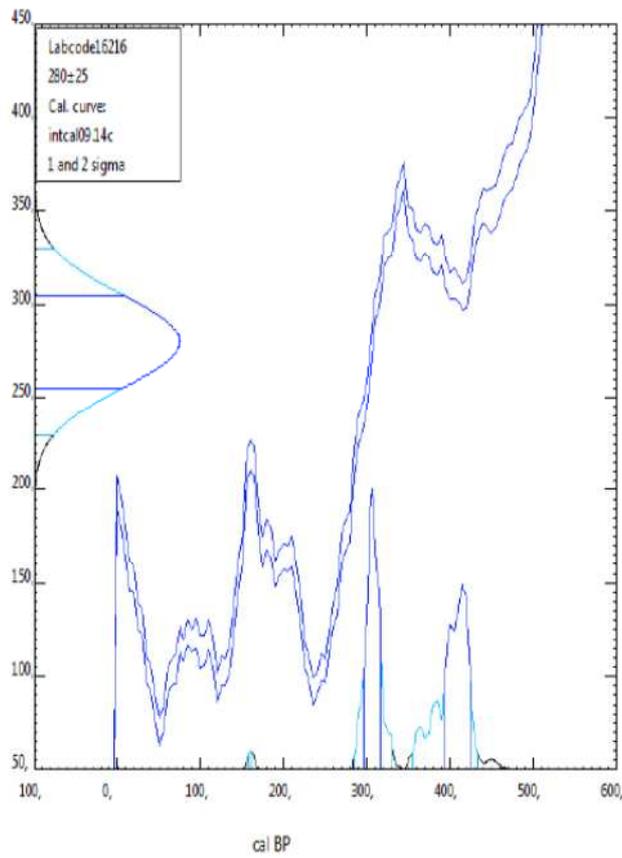
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



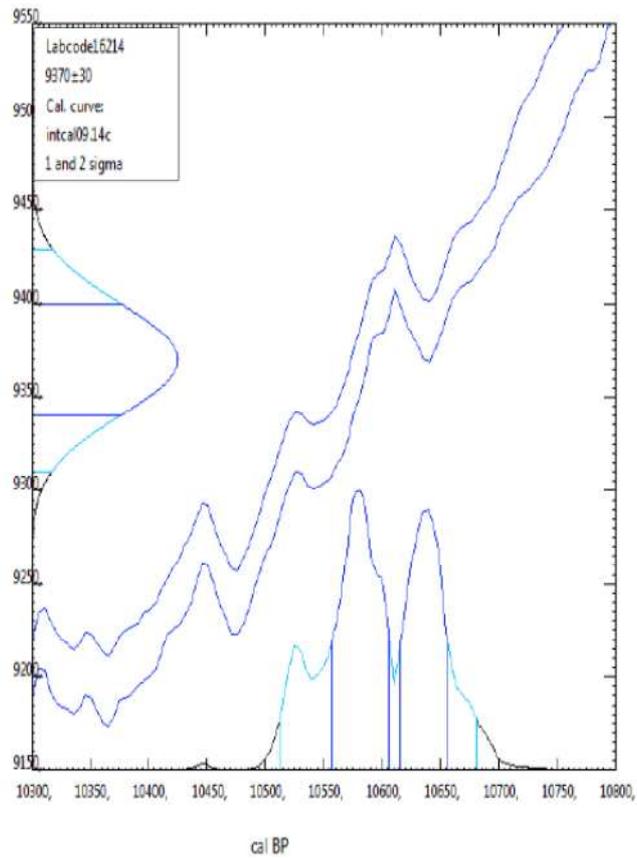
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



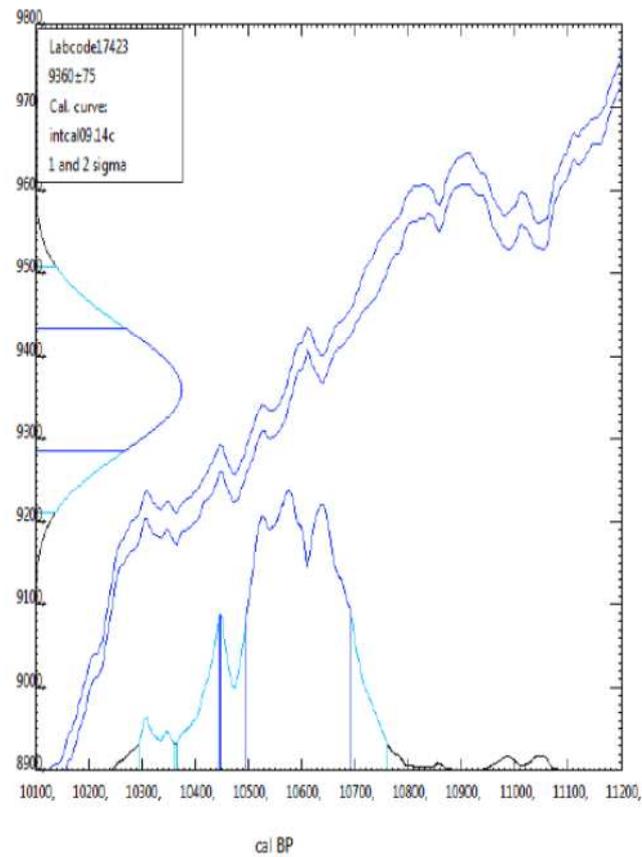
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



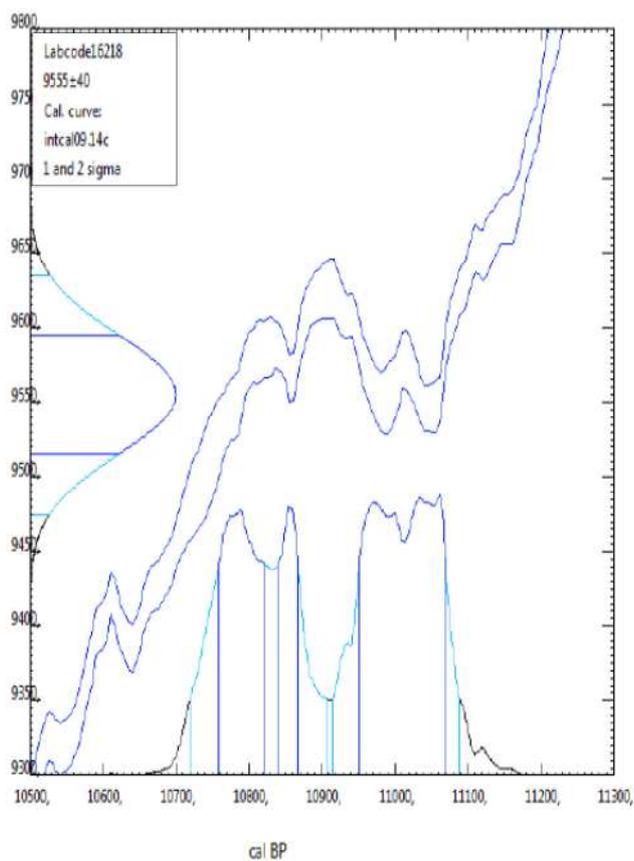
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



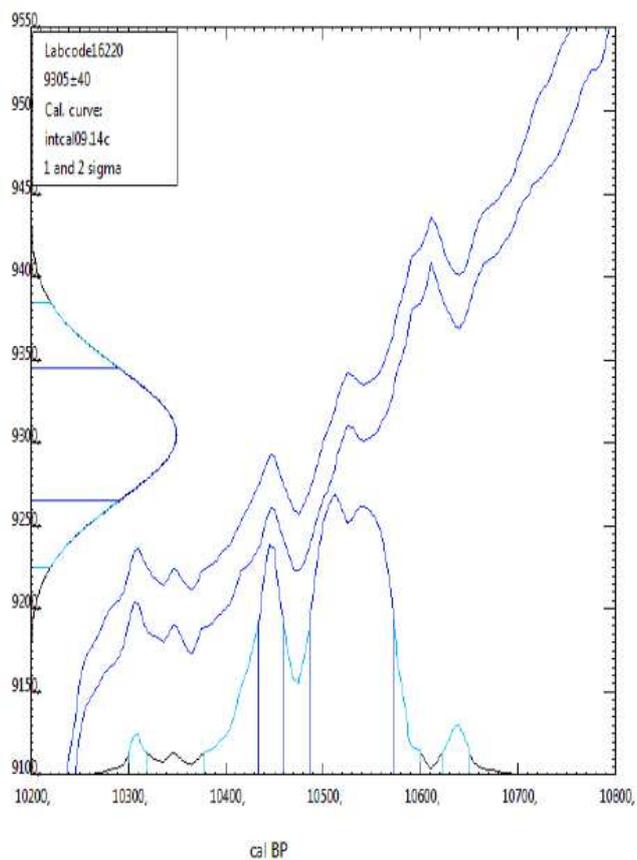
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



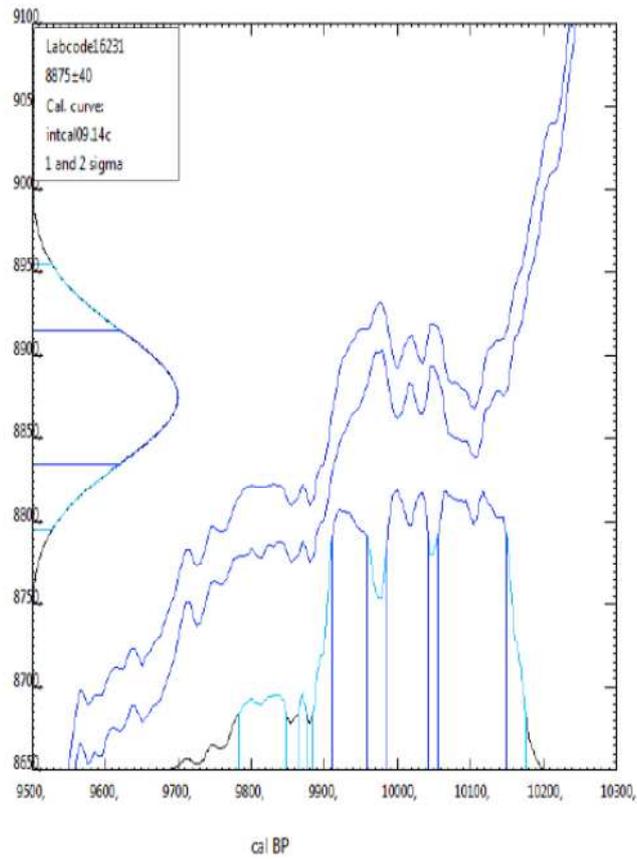
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



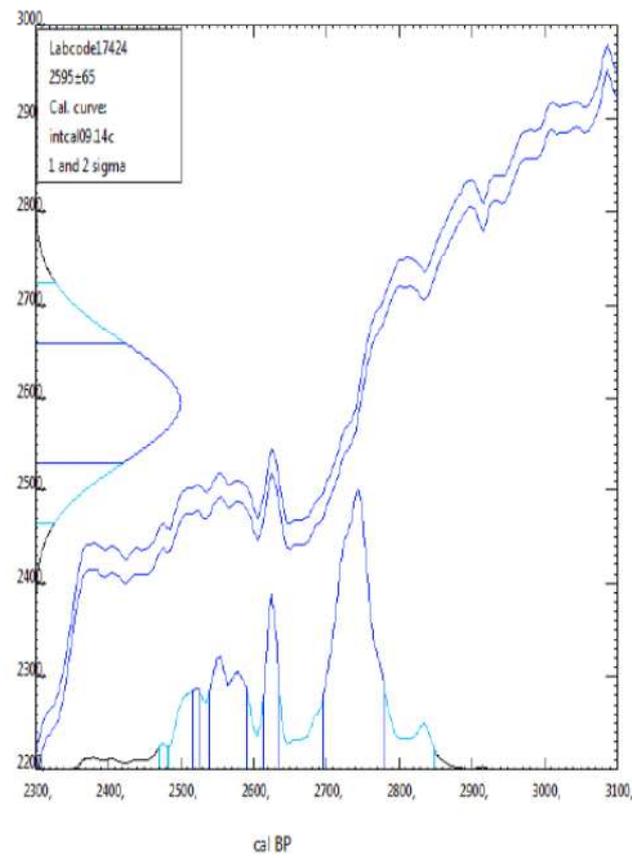
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



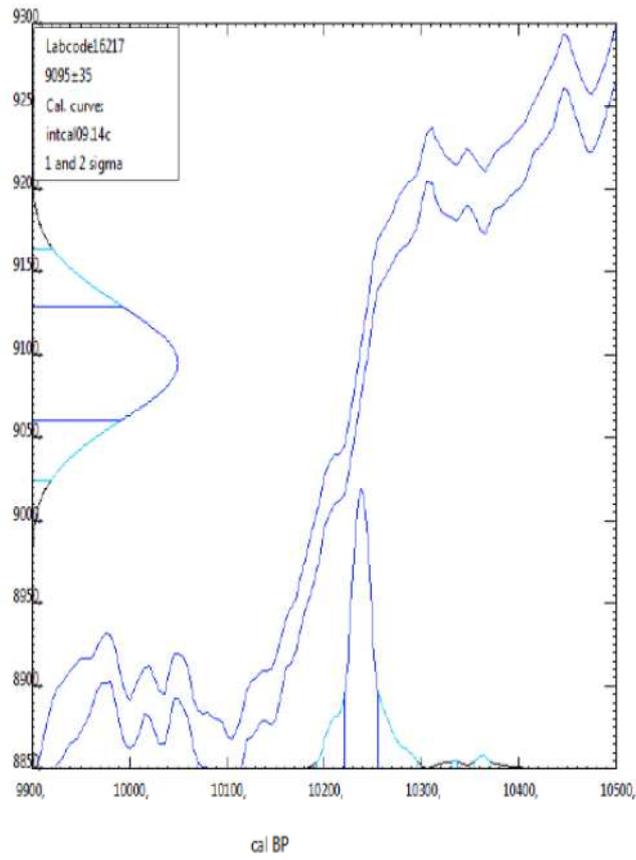
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



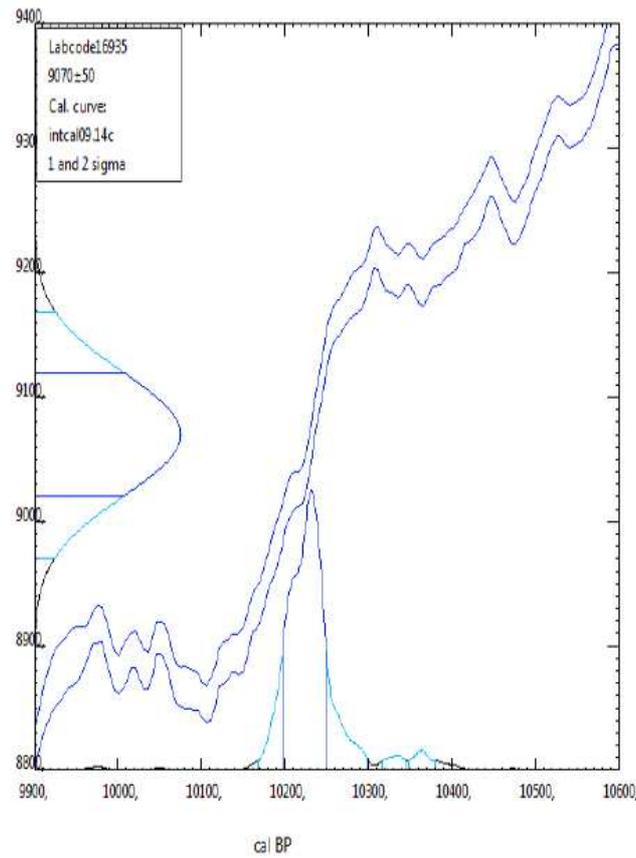
Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



Radiocarbon Age vs. Calibrated Age



Radiocarbon Dating Centre											
The Australian National University											
14C results											
		Submitter:	Rogério								
Turvo											
Map Number		SSAMS ANU#	Percent Modern C.	±	¹⁴ C age	±	(Sigma)	Probability	Cal BP	±	
			(pMC)						(average)		
7	Terraço Turvo 2 (topo-0,35-0,50m)	10014	85,133	0,323	1290	30	1234	1277	62%	1255	21
	Terraço Turvo 2 (base-4,50m)	11209	38,85	0,26	7595	50	8364	8427	100%	8395	31
8	Dolina Turvo (topo-1,10-1,30m)	10013	80,412	0,316	1750	30	1617	1676	73%	1646	29
	Dolina Turvo (base-1,40-1,50m)	10012	42,061	0,204	6960	40	7732	7840	100%	7786	54
9	Dolina Conservatória (topo-0,90-1,0m)	10021	51,624	0,252	5310	40	6003	6084	59%	6043	40
	Dolina Conservatória (base-1,0-1,10m)	10023	43,461	0,257	6690	50	7598	7606	69%	7602	4
21	Terraço Marimbondo60 (topo)	16216	96,596	0,209	280	25	394	424	52%	409	15
	Terraço Marimbondo57 (base-6,0m)	16214	31,139	0,11	9370	30	10557	10607	55%	10582	25
22	Terraço Ermo58 (meio-8,0m)	17423	31,193	0,249	9360	75	10496	10693	98%	10594	98
	Terraço Ermo59 (base-9,5m)	16218	30,433	0,125	9555	40	10952	11070	58%	11011	59
23	Terraço Palmeiras61 (topo-0,9m)	16219	99,879	0,267	MODERN					MODERN	
	Terraço Palmeiras62 (base-5,0m)	16220	31,396	0,145	9305	40	10487	10573	81%	10530	43
24	Terraço Valeria	16231	33,131	0,153	8875	40	9885	10176	92%	10030	145
25	Terraço Barro Amarelo (topo)	16229	99,76	0,205	MODERN					MODERN	
	Terraço Barro Amarelo (meio)	17424	72,408	0,479	2595	65	2698	2781	63%	2822	41
	Terraço Barro Amarelo (base)	16217	32,238	0,11	9095	35	10221	10275	100%	10248	27
26	Terraço Cachimbal (topo)	16226	99,048	0,252	MODERN					MODERN	
	Terraço Cachimbal (base)	16935	32,328	0,136	9070	50	10197	10249	100%	10223	26
27	Pedras (planície)	16233	99,805	0,204	MODERN					MODERN	
	Turvo (planície)	16232	99,796	0,251	MODERN					MODERN	

1) The quoted age is in radiocarbon years using the Libby half life of 5568 years and following the conventions of Stuiver and Polach (Radiocarbon, v. 19, p.355, 1977). 2) Radiocarbon concentration is given as percent Modern Carbon and conventional radiocarbon age. 3) Sample preparation backgrounds have been subtracted, based on measurements of samples of ¹⁴C-free CO₂. 4) Calibration to calendar age by intcal09, CALIB, Copyright 1986-2010 M Stuiver and PJ reamer.

