

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

MICHAEL VINICIUS DE SORDI

**PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS E RELAÇÕES
MORFOESTRATIGRÁFICAS DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE VERTENTE:
O CASO DA SERRA DE SÃO PEDRO - FAXINAL - PR**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MARINGÁ-PR
2014**

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

MICHAEL VINICIUS DE SORDI

**PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS E RELAÇÕES
MORFOESTRATIGRÁFICAS DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE VERTENTE:
O CASO DA SERRA DE SÃO PEDRO - FAXINAL - PR**

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

Orientador: Prof. Dr. Edison Fortes

**MARINGÁ-PR
2014**

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

S713p Sordi, Michael Vinicius de
Parâmetros granulométricos e relações morfoestratigráficas dos depósitos sedimentares de vertente: o caso da Serra de São Pedro - Faxinal - PR / Michael Vinicius de Sordi. -- Maringá, 2014.
104 f. : il. col., figs., tabs., mapas

Orientador: Prof. Dr. Edison Fortes.
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Maringá, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2014.

1. Evolução de vertentes. 2. Análise de fácies 3. Borda planáltica - Serra de São Pedro - Faxinal (PR). I. Fortes, Edison, orient. II. Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

CDD 21.ed. 551.373

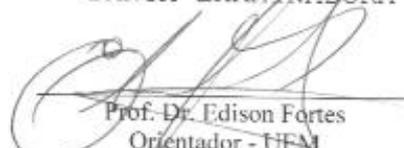
ECSL-001284

PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS E RELAÇÕES MORFOESTRATIGRÁFICAS
DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE VERTENTE: O CASO DA SERRA DE SÃO
PEDRO - FAXINAL - PR

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

Aprovada em 05 de fevereiro de 2014.

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. Edison Fortes
Orientador - UEM
Universidade Estadual de Maringá


Prof. Dr. Edyard Elias de Souza Filho
Membro convidado - PGE


Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado
Membro convidado
UFMG

Dedico esta dissertação a meus pais Marta Palavicini e Paulinho Roberto de Sordi (*In Memoriam*), tios Ana e Nelson Fávero

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Edison Fortes, pelos sábios conselhos, pela orientação e ajuda, não só durante a pós-graduação, mas durante todo meu período acadêmico, desde 2008.

Ao professor Manoel Luiz dos Santos pelas contribuições durante o Colóquio.

Ao Professor Nelson Vicente Lovatto Gasparetto pelas contribuições na banca de Qualificação. Ao Professor Edvard Elias de Souza Filho pelas contribuições e sugestões na banca de qualificação e na defesa e ao professor André Augusto Rodrigues Salgado pela contribuição na defesa final.

A CAPES pela concessão da bolsa de mestrado ao longo da pós-graduação. Aos colegas do GEMA (grupo de estudos do meio ambiente) pela ajuda, apoio e suporte durante os momentos de dificuldade, em especial ao amigo Vanderlei Grzegorzcyk, pela grande ajuda durante os procedimentos de laboratório.

A secretária do programa de pós-graduação em Geografia, Miriam de Carlos, pela compreensão e boa vontade, durante esses 2 anos de pós-graduação.

A minha família pelo apoio e suporte incondicional durante minha caminhada acadêmica, pelo amor e carinho demonstrados.

Aos amigos da pós-graduação, que ajudaram com conselhos e favores, e pelas conversas e desabafos. A todos que de alguma forma passaram pela minha vida e deixaram algo de si, ao longo desses anos, contribuindo, de alguma forma para a compilação da presente dissertação.

Muito Obrigado.

RESUMO

O presente estudo versa sobre a aplicação de técnicas de análises faciológicas em depósitos de fluxos torrenciais de vertente. O estudo busca entender como se formaram as camadas superficiais existentes ao longo das vertentes da parte norte do Segundo Planalto Paranaense por meio do estudo de uma vertente localizada na bacia hidrográfica do rio São Pedro. A área se localiza na borda planáltica, transição entre o Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense, área onde afloram rochas ígneas e sedimentares do Mesozóico e Paleozóico, caracterizada por grande densidade de falhas e fraturas e enxame de diques de diabásio de direção NW-SE, coincidente com o eixo do Arco de Ponta Grossa. O estudo se fundamenta em descrições dos depósitos *in loco*, onde também foram obtidas medidas dos clastos maiores e foi coletado material para análise granulométrica em laboratório. Em campo foi realizado levantamento topográfico de detalhe utilizando GPS Geodésico, modelo ProMark 200, que permitem obter dados horizontais e verticais com precisão milimétrica. A vertente estudada apresenta comprimento de 1.750m e uma amplitude altimétrica de 228,55m, ou seja, gradiente de 0,13m/m ou 130m/km e declividade média de 13%. Inicialmente a vertente evoluiu por processos de incisão vertical em um clima semelhante ao atual, porém fatores geológico-geomorfológicos foram responsáveis por diferenciar setores nessa encosta. Atualmente, a vertente exibe um funcionamento complexo, com 5 patamares, que foram subdivididos, de acordo com seu funcionamento em três compartimentos, a saber: compartimento 1, que se caracteriza pela acumulação de sedimentos, o compartimento 2, que está sob influência do dique de diabásio e os compartimentos 3, 4 e 5 dos *hollows*. Na baixa vertente predominam processos de acumulação de sedimentos, com depósitos mais espessos e antigos. Na média vertente a influência do dique de diabásio origina solos e depósitos argilosos. A alta vertente é o compartimento mais morfodinamicamente ativo, onde os sedimentos estão constantemente sendo remobilizados e os depósitos são mais delgados. A evolução dessa encosta remonta à períodos remotos, quando as rochas da Fm Serra Geral e Botucatu ainda recobriam as vertentes. Fluxos torrenciais foram responsáveis por mobilizar esses sedimentos ao longo da encosta, hoje restritos a fragmentos de rochas em fácies da baixa vertente e a blocos depositados sobre a superfície. A influência do dique é marcante, principalmente à media e alta vertente, onde a presença de concavidades *hollows* associadas a zonas de falhas normais N-S fez surgir uma série de patamares limitados por rupturas de drenagem, que controlam a evolução do modelado local.

PALAVRAS-CHAVE: Borda Planáltica, Análise de Fácies, Patamares, Evolução de vertentes.

ABSTRACT

The present study traverse about the application of technics of faciological analysis in torrential flows deposits in hillslope. The study searches to understand how the superficial layers along the hillslopes of the north part of the Paranaense Second Plateau were formed through the study of a hillslope locate in the São Pedro river watershed. The area its located in the plateau edge, in the transition between the Second and the Third Paranaense Plateau, where outcrops igneous and sedimentary rocks of the Mesozoic and Paleozoic, characterized by high density of faults and fractures and a diabase dike swarm of NW-SE direction, coincident with the Ponta Grossa Arch axis. The study is based in on-site descriptions of the deposits, where were also obtained measurements of the biggest clasts e were collected samples for particle size analysis in laboratory. Also on-site, were realized a detail topographic survey through the Geodesic GPS Pro Mark 200. The studied hillslope shows 1.750 m length and an altimetric amplitude of 228,55m, in other words, a 0,13 m/m or 130 m/km gradient and a medium steepness of 13%. Initially the hillslope developed by downwearing process in a climate like the actual, however geological and geomorphological factors were responsible for differentiate sectors in this hillslope. Nowadays, the hillslope shows a complex running, with five baselines, that were subdivided, by its working in three compartments, videlicet: compartment 1 that characterizes by the sediment accumulation; the compartment 2, that's under influence of the diabase dyke and the compartments 3, 4 and 5, of the hollows. In the low hillslope dominate the sediment accumulation process, with thicker and older deposits. In the medium hillslope the diabase dyke influence yields soils and clay deposits. The high hillslope it's the more morphodinamically active compartment, where the sediments are being constantly remobilized and the deposits are thinner. The evolution of this hillslope remounts to the remote periods, when the rocks of Serra Geral e Botucatu formations still covered the hillslopes. Torrential flows were responsible for mobilize these sediments through the hillope, today restrict to rock fragments in the low hillslope facies and boulders over surface. Dyke influence is outstanding, mainly at medium and high hillslope, where concavities *hollows* attached to N-S normal fault zones made arise a series of baselines limited by drainage breaks that control the evolution of local modeling.

KEYWORDS: Plateau Edge; Facies Analysis; Torrential Flow; Hillslope evolution.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Tabela de Comparação visual de arredondamento e esfericidade (Krumbein e Sloss, 1963).....	5
Figura 2 - Esfericidade da rocha a partir de sua morfologia (Fernandes, 2005)	6
Figura 3 - Nomenclatura utilizada na descrição granulométrica.....	8
Figura 4 - Tipos de relação do substrato com as formações superficiais - Campy ; Maccaire (1989)	9
Figura 5 - Formas de terreno a partir da combinação da curvatura horizontal e vertical	14
Figura 6 - Diagrama da relação entre processos sedimentares e depósitos	16
Figura 7 - Tipos de movimentos de massa de acordo com sua velocidade e quantidade de água envolvida	17
Figura 8 - Localização da Carta topográfica de Faxinal, da bacia hidrográfica do rio São Pedro e da encosta, objeto deste estudo	25
Figura 9 – Localização da linha do perfil topo-estratigráfico construído.....	26
Figura 10 - Precipitação total anual no município de Faxinal entre 1975 e 2004	27
Figura 11 - Variação das médias mensais de precipitação em Faxinal (PR).....	28
Figura 12 - Variação das temperaturas médias na estação de Mauá-da-Serra entre 1979 e 1991	29
Figura 13 - Principais alinhamentos estruturais da Bacia Sedimentar do Paraná	33
Figura 14 - Principais zonas de falha e sequências sedimentares da região sudeste da Bacia Sedimentar do Paraná (Modificado de Zalán <i>et al.</i> 1990).....	34
Figura 15 - Zonas de falhas delimitadas por Strugale <i>et al.</i> , (2002). Mapa modificado a partir de Strugale <i>et al.</i> , (2002)	35
Figura 16 - Blocos morfoestruturais existentes no contexto da Serra do Cadeado	36
Figura 17 - Transição entre o Terceiro e o Segundo Planalto Paranaense, com o Salto São Pedro ao fundo (A) e em detalhe (B).....	38
Figura 18 - Mapa Hipsométrico da área de abrangência pela Carta Topográfica de Faxinal, contendo os domínios compartimentados por Fortes <i>et al.</i> , 2008	39
Figura 19 - Mapa clinométrico da área delimitada pela Carta Topográfica de Faxinal, contendo os domínios compartimentados por Fortes <i>et al.</i> , 2008	40
Figura 20 - Foto tirada a partir do dique de diabásio da vertente de estudo, com o vale do rio São Pedro em primeiro plano e as nascentes do rio São Pedro em segundo plano	41

Figura 21 - Depósito colúvio-aluvial junto ao curso do Rio São Pedro, recobrimdo afloramento de rochas sedimentares da Fm Rio do Rasto	42
Figura 22 - Perfil morfoestratigráfico simplificado de uma seção transversal à bacia hidrográfica do rio São Pedro. Observar a sequência de falhas normais escalonadas N20°E10°NW, individualizando elevações residuais controladas por intrusões de diques de diabásio	43
Figura 23 - Desenho esquemático representando o Salto São Pedro, localizado na transição dos compartimentos CMCB e CMSD. É importante destacar a falha sob a qual corre o rio São Pedro, de direção N36°W	44
Figura 24 - Feições erosivo-deposicionais na área da Serra do Cadeado - região de Faxinal (PR). Observar o intenso processo de ravinamento na área no entorno das elevações residuais objeto desse estudo	46
Figura 25 - Ravinas na bacia hidrográfica do rio São Pedro, à face sul da elevação. Notar a extensão das ravinas. B - Detalhe dos sulcos associados às ravinas que chegam a atingir mais de 50cm de profundidade.	47
Figura 26 - Vertente adjacente ao perfil estudado, mostrando complexidade de formas e processos geomorfológicos superficiais e subsuperficiais	48
Figura 27 - Esquema dos patamares existentes na área de estudo, perfil obtido na bacia hidrográfica do rio São Pedro. Exagero do perfil = 3x.....	49
Figura 28 - Múltiplas superfícies escalonadas, em diversas cotas altimétricas. Imagem da bacia hidrográfica do córrego Marumbi.	49
Figura 29 - Ombreiras aplainadas demarcando patamares estruturais em diferentes altitudes. Vista da bacia hidrográfica do ribeirão São Pedro. Foto: Fortes, 2010 In: Manieri, 2010.....	50
Figura 30 –Afloramentos de rocha na zona de 'by-passing' da vertente estudada, identificados por círculos vermelhos. As bacias hidrográficas de ordem zero estão delimitadas pelo tracejado azul claro.....	51
Figura 31 - Perfil topográfico transversal ao dique, mostrando sua posição discordante em relação as rochas sedimentares. O perfil localizado média vertente da encosta de estudo, obtido através do GPS Geodésico	52
Figura 32 - Diques de diabásio, formando extensas cristas paralelas, na bacia hidrográfica do ribeirão Laçador.....	52
Figura 33 - Diques de diabásio em diversos locais da área do Segundo Planalto Paranaense, no norte do Estado. Nas figuras A e C podemos reconhecer diques cortados por falhas perpendiculares de direção N-S e NE-SW, marcados por vales encaixados e colos. Os diques	

podem formar relevos residuais (B) de aspecto piramidal, quando as falhas normais individualizam blocos escalonados. Os diques também podem formar relevos alongados de topos planos (D).	53
Figura 34 - Destaque para contexto da área onde se insere o perfil morfoestratigráfico do rio São Pedro. Nota-se grande quantidade de diques de diabásio e o contraste geomorfológico ao longo das vertentes e entre as vertentes do Segundo e Terceiro Planalto Paranaense (à oeste da linha cinza)	54
Figura 35 - Aspecto piramidal das elevações residuais presentes na bacia do rio São Pedro. .	55
Figura 36 - Localização dos perfis descritos durante o trabalho de campo, construído a partir dos dados do GPS Geodésico. Cada perfil é representativo de um compartimento ou nível da vertente. O compartimento 1 se caracteriza pela acumulação de sedimentos, enquanto o compartimento 2 mostra clara influencia do dique de diabásio, onde ocorrem também <i>hollows</i> . A presença dos <i>hollows</i> é o que caracteriza os compartimentos 3, 4 e 5	57
Figura 37 - Cascalheira na margem esquerda do rio São Pedro (A). A forte correnteza atesta a competência do canal, onde podem ser observados grandes blocos sendo transportados. Em B) detalhe do contato das fácies Gm e Gms. Em C) podem ser visualizados blocos ressedimentados no topo da fácies Gm. Em D) fraturas verticais em afloramento da Fm Rio do Rasto	58
Figura 38 - Perfil descrito na margem do rio São Pedro (A). Em (B) estão sumarizadas as fácies que compõe o afloramento, enquanto em (C) se dispõe as distribuições das frações granulométricas	61
Figura 39 - Perfil situado no segundo patamar, da média-baixa encosta(A). Em (B) estão resumidas as fácies do perfil, enquanto em (C) está a distribuição granulométrica.....	66
Figura 40 – Afloramento de 1,8m junto a pedreira abandonado, acompanhando o eixo do dique de diabásio (A). Em B) a análise das fácies presentes e em C) a granulometria do depósito.....	68
Figura 41 - Localização do perfil AF4, em uma face adjacente da vertente estudada	69
Figura 42 - Aspecto parcial de concavidades ao longo da vertente. (A) Aspecto parcial de concavidades ao longo da vertente. Observar cicatrizes associadas a rastejamentos provocados pelos pisoteio de gado e fluxo de água durante precipitações mais intensas. (B) A característica geral do perfil 4 é a presença de blocos de arenitos da Fm Botucatu e basaltos da Fm Serra Geral, distribuídos caoticamente na superfície	69
Figura 43 - Perfil de 1,2m localizado à média-encosta (A). Em B) a análise das fácies presentes e em C) a granulometria do depósito	72

Figura 44 - Afloramento à média/alta encosta (A). Em (B) a distribuição faciológica neste afloramento, em C) a distribuição das frações granulométricas.....	74
Figura 45 - Blocos abatidos e alterados, com ravinas, no interior da bacia de ordem zero onde se localizam os afloramentos 6, 7 e 8	76
Figura 46 – Afloramento situado na base do último patamar da vertente, composto de arenitos finos e muito finos (A). Em B) a análise das fácies presentes e em C) a granulometria do depósito.....	78
Figura 47 - Afloramento situado no interior da bacia de ordem zero, composto de cascalhos imersos em arenitos finos e muito finos (A). Em B) a análise das fácies presentes e em C) a granulometria do depósito	80
Figura 48 - Afloramento associado ao topo da vertente (A). Em B) a análise das fácies presentes e em C) a granulometria do depósito.....	82
Figura 49 - Diagrama Triangular de Folk (1954) onde estão representadas as 27 amostras (alocadas em 8 afloramentos).....	83
Figura 50 - Vista geral do vale do rio São Pedro. Foto tomada do topo da elevação residual da área de estudo em direção norte. Ao fundo escarpas da Serra Geral sustentadas por arenitos da Fm Botucatu. No terço inferior da foto pode-se observar a extensa depressão associada à bacia hidrográfica do rio São Pedro, formada por arenitos e siltitos da Fm Rio do Rasto	86
Figura 51 - Mapas de Seppômen da bacia hidrográfica do rio São Pedro. (A) Mapa de Seppômen com malha de 1000 m. (B) Mapa de Seppômen elaborado com malha de 500 m. (C) Modelo de Elevação do Terreno atual.....	87
Figura 52 - Perfis topográficos longitudinais da bacia do rio São Pedro elaborados a partir dos mapas de Seppômen	88
Figura 53 - Elevações residuais isoladas e sistemas de falhas N-S associados.....	89
Figura 54 – Ortoconglomerado polimítico na transição das fácies Gm e Gms no afloramento AF1	91

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Nomenclatura de Fácies proposta por Miall (1978).....	21
Quadro 2 - Ordem hierárquica das superfícies de descontinuidade	22
Quadro 3 - Formações geológicas aflorantes na carta de Faxinal.	30

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Fácies encontradas na vertente de estudo, código e significado do código traduzido	56
Tabela 2 - Análise faciológica resumida do perfil 1.....	59
Tabela 3 - Seixos encontrados na fácies Gm da cascalheira (AF1 - Compartimento 1).....	60
Tabela 4 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 1	60
Tabela 5 - Seixos encontrados na fácies Gms da cascalheira do perfil 1	62
Tabela 6 - Análise faciológica resumida do perfil 2.....	64
Tabela 7 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 2	65
Tabela 8 - Seixos encontrados na fácies Gms do perfil 2.....	65
Tabela 9 - Análise Faciológica resumida do Afloramento 3	67
Tabela 10 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 3	67
Tabela 11 - Seixos encontrados sob a superfície no terceiro patamar, facetados e angulosos, de grande porte	70
Tabela 12 - Análise faciológica resumida do Perfil 4	70
Tabela 13 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 4	71
Tabela 14 - Análise faciológica resumida do perfil 5.....	73
Tabela 15 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 5	74
Tabela 16 - Análise de fácies do Afloramento 6	76
Tabela 17 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 6	77
Tabela 18 - Análise faciológica do Afloramento 7.....	79
Tabela 19 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 7	79
Tabela 20 - Análise Faciológica resumida do Afloramento 8	81
Tabela 21 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 8	82

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE QUADROS	vi
LISTA DE TABELAS	vii
INTRODUÇÃO	1
1. METODOLOGIA	3
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	8
2.1 DEPÓSITOS SEDIMENTARES SUPERFICIAIS E PERFIS DE ALTERAÇÃO	9
2.2 VERTENTES	12
2.3 COBERTURAS SUPERFICIAIS E PROCESSOS DEPOSICIONAIS	15
2.4 FÁCIES E CORRELAÇÃO DE FÁCIES	19
2.5 INSELBERGUES, MORROS TESTEMUNHOS E ELEVAÇÕES RESIDUAIS	22
3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	24
3.1 CONTEXTO BIOCLIMÁTICO REGIONAL	26
3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	30
3.3 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	32
3.4 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL	37
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	38
4.1 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO LOCAL	38
4.2 DESCRIÇÃO GRANULOMÉTRICA E FACIOLÓGICA	56
4.3 VARIAÇÕES GRANULOMÉTRICAS AO LONGO DA VERTENTE	82
5. PROPOSTA DE MODELO EVOLUTIVO DA ÁREA DE ESTUDO	85
CONCLUSÕES	93
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97

INTRODUÇÃO

A evolução da paisagem, mesmo durante o período mais recente, o Quaternário, pode ser estudada por meio de registros impressos na paisagem, sobre a superfície ou em subsuperfície. A presente dissertação, devido às limitações locais – altas declividades, intervenção antrópica, ausência de perfis de solo bem conservados, dificuldades de acesso – lançou mão do estudo dos materiais que recobrem a superfície para compreender a evolução geomorfológica recente.

A área escolhida foi a Serra de São Pedro, um conjunto de escarpas que constituem o segmento local da Serra Geral - Norte do Estado do Paraná. Essas escarpas marcam a transição entre o Terceiro e o Segundo Planalto Paranaense e apresentam forte controle estrutural, exercido por falhas, fraturas e alinhamentos estruturais, em clara influência do Arco de Ponta Grossa.

Estudos previamente realizados na área da borda planáltica entre o Terceiro e o Segundo Planalto Paranaense têm descrito recorrentes depósitos sedimentares, com diferentes constituições e estruturas (SANTOS 2010; MANIERI, 2010; FORTES *et al.*, 2010; COUTO, 2011; VARGAS, 2012, CAMOLEZI *et al.*, 2012). Nenhum desses estudos se focou, no entanto, na análise detalhada desses materiais, sua gênese ou constituição, apenas descrevendo-os brevemente.

Os pacotes sedimentares constituem importantes testemunhos dos eventos geológicos e geomorfológicos ocorridos em uma determinada área. No presente estudo, o conhecimento sobre os depósitos, seus materiais constituintes, estruturas, análise faciológica e correlação morfoestratigráfica são utilizados como ferramentas para melhor elucidar a história evolutiva da área de estudo. Ao mesmo tempo, a presente pesquisa vem a complementar os estudos realizados nessa área, que se pautaram por uma análise estrutural e regional da paisagem (SANTOS 2010; MANIERI, 2010; FORTES *et al.*, 2010; COUTO, 2011; VARGAS, 2012, CAMOLEZI *et al.*, 2012).

Além da justificativa científica, esses materiais constituem os substratos superficiais sobre os quais se desenvolvem atividades agrícolas e urbanas. Devido a sua constituição mineralógica e granulométrica e a ausência de estrutura, se constituem em coberturas friáveis, onde frequentemente se desenvolvem feições erosivas como sulcos, ravinas e até mesmo voçorocas, causando grandes prejuízos econômicos à população.

A vertente selecionada para o presente estudo apresenta-se como uma típica vertente do Segundo Planalto Paranaense, com relevo suave-ondulado, modelada a partir de materiais superficiais inconsolidados, embasada por rochas paleozóicas da Formação Rio do Rasto. Além disso, como em muitas encostas nessa área, um dique de diabásio corta vertente, constituindo, junto ao topo, uma feição piramidal de destaca na paisagem local.

Em detrimento de certas características particulares locais, a vertente estudada tem um funcionamento e dinâmica que pode ser estendida para uma grande área no Segundo Planalto Paranaense, especialmente no contexto da borda planáltica. Dessa forma, esse estudo é uma tentativa de contribuir para o entendimento das potencialidades e fragilidades da paisagem em toda a região Norte Central Paranaense, inserida no contexto do Segundo Planalto Paranaense, por meio da identificação e análise dos mecanismos de evolução das coberturas superficiais.

O objetivo principal desse estudo foi compreender os processos ambientais quaternários responsáveis pela morfogênese da borda planáltica paranaense, carta topográfica de Faxinal. Os objetivos específicos propostos para nortear a presente pesquisa foram:

- (i) Descrever os depósitos e inferir os processos geomorfológicos responsáveis por sua elaboração;
- (ii) Realizar a análise faciológica dos depósitos descritos;
- (iii) Analisar as características granulométricas dos sedimentos de cada um dos depósitos;
- (iv) Estabelecer análise comparativa dos depósitos sedimentares cenozóicos e os patamares escalonados observados nas vertentes;
- (v) Elaborar um modelo evolutivo local, relacionando eventos erosivos e deposicionais da área de estudo e,
- (vi) A partir da análise local inferir sobre o evolução geomorfológica no contexto da borda planáltica na transição entre o Terceiro e o Segundo Planalto Paranaense.

Para isso, durante as campanhas de campo, foram realizadas análises e descrições em oito afloramentos situados ao longo de uma vertente na bacia hidrográfica do rio São Pedro. *In situ*, também foram coletados materiais para análise granulométrica, dados esses que foram posteriormente comparados informações provenientes de mapeamentos topográficos em escala de detalhe, produtos cartográficos elaborados a partir de imagens e dados de sensores remotos e informações preexistentes.

1. METODOLOGIA

O presente estudo foi realizado em quatro etapas, a saber: (i) a revisão bibliográfica; (ii) o trabalho de gabinete (envolvendo a produção de materiais cartográficos e posteriormente a tabulação dos dados e elaboração do texto); (iii) o trabalho de campo, onde também foram descritos os materiais superficiais e coletados materiais para a última etapa, os procedimentos laboratoriais (iv). A primeira etapa se constituiu na revisão bibliográfica a respeito do tema de estudo, para nortear a elaboração da pesquisa. Posteriormente, foi digitalizada a carta topográfica de Faxinal (SG.22-V-B-III-1). Também foram obtidos dados de radar, provenientes da missão SRTM, de resolução espacial de 30m, provenientes do Projeto TOPODATA, disponíveis no site do INPE <www.inpe.br> e também imagens aéreas, de escala 1:25.000, obtidas junto ao ITCG (Instituto de Terras, Cartografia e Geociências), <www.itcg.gov.br> do vôo executado em 27/05/1980.

Após digitalização da carta topográfica, no ambiente do *software Spring 5.0.6*, teve início o processo de vetorização da drenagem existente, das curvas de nível, pontos cotados e demais elementos de interesse.

Para confeccionar o mapa de feições erosivo-deposicionais, foi utilizado o método de fotointerpretação visual de fotografias aéreas, usando fotografias do ITC-PR, escala 1: 25.000, baseado em Carver (1995). Nesta técnica, a fotografia é recoberta por um papel transparente em forma de *overlay* e em seguida os objetos da imagem são analisados por meio de um estereoscópio de bolso, sendo sobrepostas as informações, e transferidas de maneira fiel para o papel, que preferencialmente deve ser do tipo *ultraphan*, pois possibilita uma melhor visualização da imagem, e por fim o *overlay* é retirado da fotografia, pronto para ser escaneado e por fim digitalizado.

Foram utilizados elementos de reconhecimento básicos para a leitura das fotos como tonalidade, cor, forma, tamanho, padrão, textura, associação e sombra. Como o objetivo do trabalho era mapear as feições relacionadas aos processos de erosão e deposição, foram representados apenas os elementos de interesse.

Baseado em estudos já realizados na área de pesquisa e também em informações obtidas por meio de imagens aéreas, imagens de satélite e dados de radar, foi escolhida uma vertente representativa como objeto principal do estudo. O local escolhido para a análise morfoestratigráfica foi definido obedecendo às variações da morfologia das vertentes,

presença de depósitos sedimentares correlativos e variação de litotipos associados a unidades litoestratigráficas distintas.

A produção dos perfis topográficos transversais ocorreu no ambiente do *software Global Mapper*® v.12.0. Os perfis topográficos são de grande importância no trabalho, pois revelam as nuances do relevo dificilmente perceptível na análise em campo. Perfis topográficos em escala de detalhe foram elaborados por meio da utilização do receptor GPS Geodésico modelo Pro Mark 200. O grande diferencial desse tipo de receptor é a sua capacidade de rastrear a fase da onda portadora nas duas faixas de frequência da banda L: L1 (1575,42MHz) e L2 (1227,60MHz) (IBGE, 2008).

O sistema é composto por receptor móvel e um receptor fixo (localizado em um ponto de coordenadas conhecidas) rastreando simultaneamente o sinal dos satélites GPS. A partir do receptor fixo é determinado o erro de posicionamento do sistema. O valor do erro é utilizado para corrigir o posicionamento do receptor móvel utilizando-se um *software* apropriado. Para diminuir o erro de posicionamento (horizontal e vertical), pode-se optar por fazer o pós-processamento dos dados, utilizando dados de uma estação base, dos quais se obtém dados com erros milimétricos ou menores.

O erro de posicionamento vertical e horizontal varia também de acordo com a disponibilidade de satélites. Caso os satélites estejam bem distribuídos e não existam obstáculos que bloqueiem o sinal dos satélites, tais como a topografia local (vales encaixados, cânions), nuvens, vegetação densa, construções, o erro será reduzido.

No presente estudo, o tipo de levantamento efetuado foi o relativo. No posicionamento relativo, as coordenadas são determinadas em relação a um referencial materializado através de uma ou mais estações com coordenadas conhecidas. Neste caso, é necessário que pelo menos dois receptores colem dados de, no mínimo, dois satélites simultaneamente, onde um dos receptores deve ocupar a estação com coordenadas conhecidas, denominada de estação de referência ou estação base (IBGE, 2008).

Os levantamentos relativos envolvem o posicionamento relativo estático, posicionamento relativo estático-rápido, posicionamento relativo semi-cinemático e o posicionamento relativo cinemático. No presente estudo, foi realizado um levantamento do tipo posicionamento relativo estático-rápido. Este tipo de posicionamento é adequado quando se deseja alta produtividade e o tempo para levantamento é restrito (o receptor móvel fica ligado menos de 20min em cada ponto) e é apropriado como alternativa ao método semi-cinemático em locais onde há muitas obstruções, pois o receptor móvel pode ser desligado entre os locais de interesse (MONICO, 2000).

Na vertente escolhida para o estudo foram confeccionados perfis estratigráficos, coletados materiais para análise em laboratório e procederam-se descrições dos depósitos sedimentares. Os depósitos foram caracterizados por meio de análises da cor, granulometria, estrutura, composição, estratificação, imbricação, presença de estruturas animais e vegetais, entre outras características.

Para inferir o grau de arredondamento e esfericidade (visual), os seixos foram classificados de acordo com a carta visual de estimativa de arredondamento de Krumbein; Sloss (1963) (Figura 1).

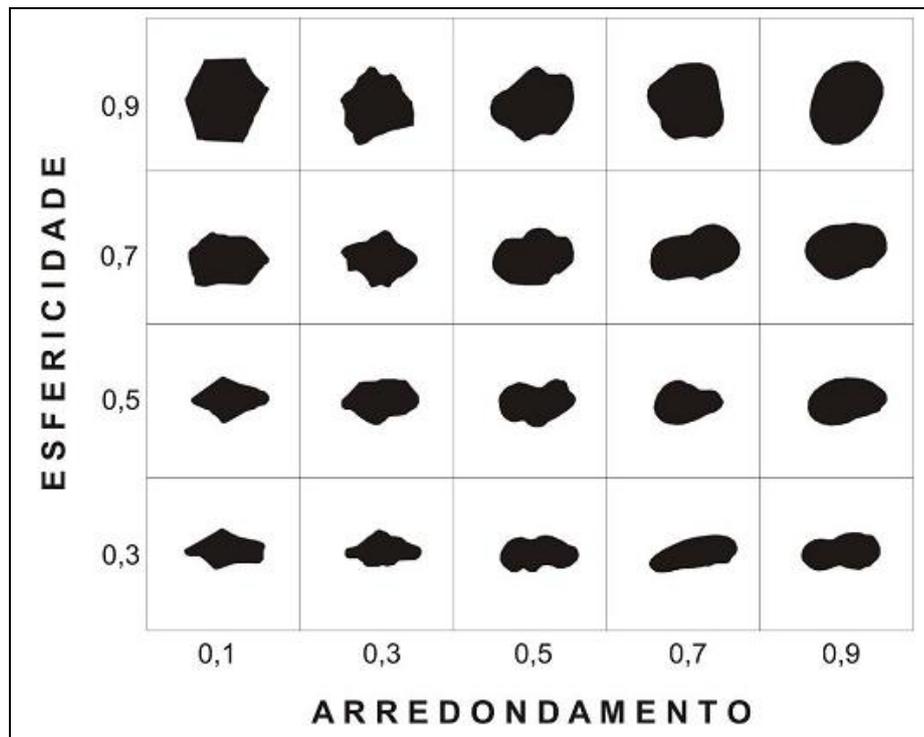


Figura 1 - Tabela de Comparação visual de arredondamento e esfericidade (Krumbein e Sloss, 1963)

Powers (1953) relacionou a morfologia do seixo, neste caso sua esfericidade, com sua origem (Figura 2). Desta forma, os sedimentos mais arredondados se relacionam ao transporte em meio aquoso, haja vista que o atrito com a água leva a um arredondamento maior dos seixos. À medida que aumenta a angularidade, sugere-se um transporte mais turbulento, por meio de queda de blocos ou fluxos de massa, por exemplo. No entanto, a angularidade pode estar relacionada também à distância em que o clasto foi transportado: quanto menor a distância de transporte, menor o retrabalhamento dos materiais e maior sua angularidade.

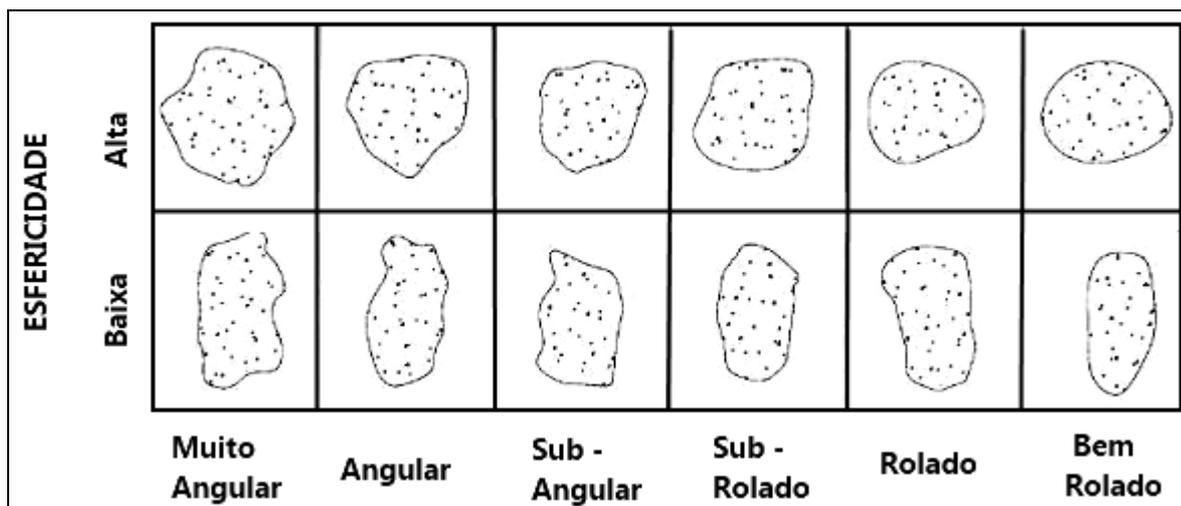


Figura 2 - Esfericidade da rocha a partir de sua morfologia (Modificado de Powers, 1953).

De acordo com as características dos pacotes, estes foram divididos em fácies sedimentares, entendendo-se como fácies uma massa de sedimentos ou rochas sedimentares, que pode ser reconhecida e distinguida de outras fácies pela sua geometria, composição, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes e eventual presença de fósseis (nesse caso, atendo-se ao significado físico destes) (SELLEY, 1982).

Para designação das fácies foi utilizada a nomenclatura apresentada por Miall (1985; 1990; 1996). Após determinar as fácies em campo, elas foram correlacionadas e associadas entre si, desta forma podendo se inferir um ambiente característico no qual estas se desenvolveram.

Foram coletadas amostras representativas de cada uma das fácies, para a realização de análises granulométricas, com o objetivo de contribuir para a caracterização faciológica pretendida. As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia do Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA), conforme os procedimentos descritos por Folk (1980).

A primeira etapa é a coleta das amostras. Suguio (1973) atenta para os cuidados necessários com a amostragem e na escolha dos pontos de coleta, para que estes sejam representativos do fenômeno que está sendo estudado.

Já em laboratório, as amostras foram secas à temperatura de 40°C (EMBRAPA, 1997). Após secagem do material, este foi destorroado, buscando separar os torrões dos fragmentos de rocha e sedimentos inconsolidados.

Depois de destorroada e pesada toda a amostra, inicia-se o processo de peneiramento. No presente estudo foram utilizadas peneiras com abertura de 32mm, 16mm, 12mm, 8mm,

5,66mm, 4mm, 2mm, 1mm, 500 μ , 250 μ , 125 μ , 63 μ e 53 μ . O material retido em cada uma das peneiras foi pesado e armazenado em sacos plásticos.

A fração fina (<2mm) foi quarteada e então foram separados 20g de material os quais foram submetidos à dispersão química por meio da adição 10ml de solução de pirofosfato de sódio e 100ml de água destilada. Essa solução foi colocada em um Becker 250ml e deixada em repouso por 12h. Após o repouso, o conteúdo do Becker foi transferido para o recipiente do agitador mecânico, adicionando-se água para melhor funcionalidade do agitador. As amostras foram agitadas durante 15min.

Ao final da agitação, a solução do copo foi transferida para proveta de 1000ml, passando por uma peneira de 53 μ . O material retido na peneira foi lavado e transferido para um Becker de 250ml, onde foi seco em estufa.

A fração arenosa é agitada nas peneiras com abertura entre 2mm e 125mm, supracitadas. O material retido em cada uma das peneiras é pesado e armazenado em sacos plásticos.

As provetas foram completadas com água destilada até a marca de 1000ml, para prosseguir a pipetagem de 20ml do material. Nesta etapa é incluída uma amostra “branca” preparada com 990ml de água destilada e 10ml de solução dispersante. Os intervalos de pipetagem das frações silte e argila foram definidos de acordo com a temperatura desta amostra ‘branca’, conforme a lei de Stokes. Após este procedimento, as amostras foram secas na estufa, resfriadas em dessecador e pesadas.

A dimensão das partículas e a nomenclatura utilizada para as diferentes frações no presente estudo seguiu a proposta de Wentworth (1922) e pode ser visualizada na figura abaixo (Figura 3).

Tamanho do grão	Termo Descritivo	
mm	Muito Grosso	Seixo
1024	Grosso	
512	Médio	
256	Fino	
128	Muito Fino	
64	Muito Grosso	Cascalho
32	Grosso	
16	Médio	
8	Fino	
4	Muito Fino	
2	Muito Grosso	Areia
1	Grosso	
Microns	Médio	
500	Fino	
250	Muito Fino	
125	Muito Grosso	Silte
63	Grosso	
31	Médio	
16	Fino	
8	Muito Fino	
4	Muito Grosso	Argila
2	Argila	

Figura 3 - Nomenclatura utilizada na descrição granulométrica

Os dados granulométricos e as medidas estatísticas descritas (moda, seleção e a granulometria) foram geradas no *software Gradistat*, v.8.0 (BLOTT; PYE, 2001) que se trata de uma macro executada no software Excel® da Microsoft®.

A análise da granulometria foi cruzada com os dados faciográficos e com os produtos de sensoriamento remoto, tentando estabelecer uma relação entre o modelado do relevo e os depósitos. De acordo com as fácies e as características dos perfis, os processos responsáveis pela deposição desses materiais foram inferidos, tentando-se reconstruir o quadro paleoambiental e evolutivo da área de estudo.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A utilização de termos específicos na geomorfologia deve sempre ser cuidadosa, atentando-se ao significado, muitas vezes controverso de alguns deles. Estudos que envolvem sedimentologia e processos sedimentares utilizam termos e técnicas específicas, e como a maioria dos termos (e também das técnicas) foram criados e desenvolvidos fora do Brasil, os estudos brasileiros acabam por utilizar conceitos e terminologias adaptadas.

Desta forma se dissemina uma grande gama de denominações e conceitos, muitas vezes utilizados erroneamente, o que leva a imprecisão nas denominações, e, além disso, prejudica uma busca por padronização. A seguir os conceitos que serão utilizados ao longo do trabalho serão esclarecidos buscando defini-los de acordo com o uso que se fará deles.

2.1 DEPÓSITOS SEDIMENTARES SUPERFICIAIS E PERFIS DE ALTERAÇÃO

Os materiais superficiais, incluindo-se aqui solos e depósitos, resultam da interação entre a rocha-sã com o ambiente, podendo sofrer intemperismo (químico, físico e biológico), e erosão. Esta interação é maior próximo a superfície, diminuindo em profundidade. Ou seja, há uma progressiva mudança das características dos materiais da superfície para o interior do perfil.

Os grãos podem ou não sofrer transporte, sendo tradicionalmente classificados como autóctones, alterados *in situ* - no próprio local onde se formaram, sem transporte - ou alóctones (transportados). Além de uma relação transitória, para-autóctone (Figura 4).

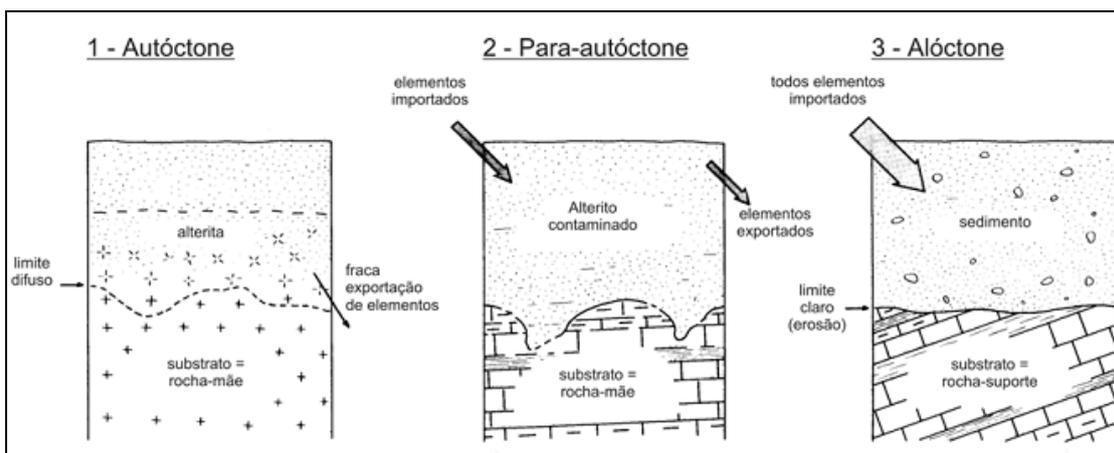


Figura 4 - Tipos de relação do substrato com as formações superficiais (Campy; Maccaire, 1989)

As formações autóctones resultam da desintegração e/ou decomposição direta do substrato, mantendo a maioria das características. As formações para-autóctones estão relacionadas a desagregação rocha-mãe, as quais sofrem processos de dissolução, lixiviação, escoamento, etc, e se misturam a outros elementos por ação dos agentes intempéricos, mas ainda mantém algumas características do substrato. Já as formações alóctones não possuem relação aparente com o substrato, que constitui para elas apenas uma rocha-suporte. Sua presença é ligada a um agente de transporte que a mobiliza para outro lugar antes de se depositar. Este transporte pode efetuar-se sobre curtas ou longas distâncias.

A relação sedimentação/pedogênese é, de forma geral, bastante complexa, já que além dos processos pedogenéticos envolvidos na formação do solo, ocorrem mais ou menos

concomitantemente processos de deposição e erosão. Formam-se sequências verticais e laterais de solos superpostos, levando muitas vezes a superposição de processos, resultando em perfis poligenéticos.

Mantos de alteração supérgena, com muitas características associadas ao substrato são classificados por alguns autores como elúvios. Ao tratar de depósitos que sofreram transporte ao longo da vertente, formados por clastos normalmente pouco selecionados, angulosos, em consequência da ação gravitacional, denominamos estes colúvios. O termo alúvio se refere a sedimentos transportados em meio aquoso, e, caracteristicamente, são mais selecionados e arredondados.

O colúvio, material incoerente e heterogêneo, é constituído por solo e fragmentos de rocha, depositado por enxurradas ou deslizamentos (BIGARELLA; MOUSINHO, 1965). Conforme Bigarella *et al.*, (1994), o termo colúvio se refere ao material que sofreu deslocamento na vertente. Para estes autores o termo se restringe aos depósitos onde predominam os movimentos de massa, apesar de o termo colúvio *latu sensu* abranger os depósitos formados tanto por movimentos de massa quanto escoamento superficial, rastejo, queda de blocos, escorregamentos, solifluxão ou *pippings*.

Pode-se definir colúvio como o material sedimentar que foi transportado por movimentos gravitacionais (que envolvam fluxos aquosos ou não), ao longo da vertente e que se depositou em setores com menores declividades da paisagem, apresentando, em geral, pouca seleção.

Os depósitos coluviais podem apresentar seleção débil a boa, conter fragmentos imbricados ou não, angulares ou sub-arredondados. Normalmente são poligenéticos, não mostram na maioria das vezes estratificação ou uma organização clara dos constituintes. A quantidade de matriz é a variável, podendo em alguns casos estar ausente.

O material coluvial é encontrado a qualquer nível da vertente, mas aparece mais comumente nos setores inferior e médio das vertentes sendo menos espesso quando encontrado nos setores superiores (BIGARELLA *et al.*, 1994; BIGARELLA, 2003).

A formação de depósitos coluviais está ligada diretamente à dinâmica da vertente, que por sua vez é caracterizada por processos de remoção, transporte e deposição gerados por forças gravitacionais.

Thomas (1984) reconheceu que, apesar de os colúvios serem comumente interpretados como uma consequência de grandes mudanças climáticas regionais para condições mais áridas ou mais úmidas, estes também podem ocorrer como consequência de

eventos menores, de alta magnitude, que eventualmente ultrapassem patamares formativos dentro dos sistemas de encostas.

Quando os sedimentos e depósitos têm sua gênese associada a fluxos aquosos, designamos estes alúvios ou depósitos aluviais. Como o nome sugere, estão associados a transporte através de fluxos superficiais (por rolamento, saltação ou suspensão). Esse fluxo pode ser lento ou rápido, em canais intermitentes ou perenes, em leitos com grande capacidade de transporte ou não.

Os sedimentos fluviais se depositam e formam relevos deposicionais, em três locais, parcialmente ou predominantemente sub-aéreos: descontinuidades topográficas, vales e as margens de corpos aquosos. (CHORLEY *et al.*, 1985). O preenchimento dos vales reflete um complexo conjunto de processos aluviais envolvidos na produção de planícies de inundação e terraços. Depósitos marginais são o resultado da sedimentação em canais deposicionais onde a velocidade de fluxo diminui (CHORLEY *et al.*, 1985).

Segundo Bates; Jackson (1987) alúvio é um termo geral utilizado para descrever materiais detríticos inconsolidados, sejam da fração argila, silte, areia, cascalho ou qualquer outro, depositado durante um período geológico relativamente recente por um canal ou outro corpo d'água, como sedimento carregado em suspensão, na planície de inundação, delta, cone ou leque na base de uma encosta de alta declividade.

Os depósitos aluviais são distinguíveis dos depósitos coluviais pela presença de estruturas formadas por fluxo canalizado (principalmente estratificações, e secundariamente, imbricamento dos seixos, acamamento), além da melhor seleção e arredondamento dos clastos. Sedimentos transportados por pequenas distâncias apresentarão seleção, arredondamento e estratificação débeis, porém à medida que os sedimentos são transportados para longe da área-fonte, as características do transporte aluvial tendem a ser mais evidentes.

Ferreira-Júnior; Castro (2001) utilizaram o termo depósito aluvial para se referir a um conjunto de fácies geradas em ambientes aluviais e em leques aluviais. Entendendo-se que ambientes aluviais podem se referir a canais, barras de canais, áreas de planície de inundação, formas de acreção, entre outras. O estudo dos alúvios pode revelar uma série de informações a respeito das paleodrenagens, como o padrão de fluxo, o regime de precipitação, a capacidade de transporte/deposição do canal, entre outros.

Algumas vezes os depósitos coluviais e aluviais podem se encontrar associados, praticamente indiferenciados. Devido as condições regionais (áreas de alta declividade, escarpadas) é comum ver depósitos colúvio-aluviais na área de estudo, como já foi documentado por FORTES *et al.*,(2011).

Os depósitos sedimentares colúvio-aluviais podem ser formados em duas situações basicamente: i) a partir de materiais colúviais, que sofrem transporte e se instalam na planície aluvial e passam a sofrer retrabalhamento pelos cursos fluviais, porém não abandonam suas características totalmente; e ii) sedimentos que são levados pelo sistema de drenagem, e que, se alojam na vertente, passando a atuar como material colúvial.

Uma vez que os colúvios são integrados a dinâmica do canal, estes podem sofrer retrabalhamento e incorporarem-se à fácies aluvial. Porém, depósitos aluvionares nas proximidades do rio, na forma de terraços e várzeas, possuem estruturas sedimentares mais discerníveis que as dos colúvios, já que estes, por serem fruto do retrabalhamento dos cursos fluviais possuem uma estratificação mais definida.

2.2 VERTENTES

As vertentes ou encostas constituem-se de superfícies inclinadas limitadas pela linha divisora de águas e o fundo do vale (talvegue). O mecanismo da evolução das vertentes consiste essencialmente em uma sutil interação entre profundas mudanças climáticas, variações dos níveis de base locais e deslocamentos crustais (BIGARELLA *et al.* 1965).

A vertente funciona como um subsistema natural complexo, com entrada e saída de matéria e energia. As fontes primárias de matéria são a precipitação, a rocha subjacente e a vegetação, enquanto as fontes originais de energia são constituídas pela gravidade e radiação solar. Os vários processos que se identificam na vertente (escoamento, meteorização, movimentos de regolito, infiltração, eluviação e outros) fazem com que ocorra fluxo de matéria e energia através do sistema que acaba sendo transferido para o sistema fluvial.

As vertentes não só compreendem grande parte das paisagens, mas como parte integrante do sistema de drenagem, elas suprem os canais com fluxos hídricos e de sedimentos (CHORLEY *et al.*, 1985). Desta forma, as vertentes e os rios estão continuamente em interação: a forma do modelado e o ângulo das vertentes deverão estar ajustadas para fornecer a quantidade de detritos que o curso d'água pode transportar, ou em caso contrário, ocorre deposição e elevação do nível de base; inversamente, os parâmetros hidráulicos dos cursos d'água deverão estar ajustados para transportar a quantidade de material fornecida pelas vertentes.

As relações processuais em uma vertente dependem da morfologia da encosta, onde são importantes derivados os componentes geomórficos, tais como gradiente, extensão e largura, bem como orientação e formato da vertente (Meis *et al.*, 1982), além da litologia (material proveniente ou não da rocha subjacente) e condições climáticas.

De forma geral, quanto maior o declive da vertente, maior a intensificação da componente paralela, reduzindo a ação da componente perpendicular. Diferentes litotipos possuem diferentes graus de resistência ao intemperismo/erosão, diferentes granulometrias, grau de coesão, permeabilidade e plasticidade. Além disso, a presença de fraturas, falhas, juntas, planos de acamamento e estratificação pode contribuir para intensificar os processos erosivos (CASSETI, 2005).

As infinitas variedades de declives e os tipos de perfis de encostas são modelados pela interação de processos de intemperismo, de escorregamento e erosão, fatores litológicos e tectônicos. Contribui para a diferenciação das vertentes, e conseqüentemente dos seus processos e dinâmicas a orientação da encosta, o comprimento de rampa, a curvatura vertical e horizontal. A curvatura vertical refere-se à forma convexo/côncava do terreno, quando analisado em perfil. Essa variável está relacionada aos processos de migração e acúmulo de água, materiais e matéria orgânica no solo através da superfície, causados pela gravidade.

Simplificadamente podem ser distinguidos três tipos de vertentes ou segmentos de vertente: retilíneos, côncavos e convexos. No entanto, muitas encostas são compostas por mais de um desses segmentos, nesse caso fala-se em uma vertente complexa (CHORLEY *et al.*, 1985).

A curvatura horizontal refere-se ao caráter divergente/convergente dos fluxos de matéria sobre o terreno, quando analisados em projeção horizontal. A orientação e o formato das curvas de nível são derivados da curvatura horizontal. As curvaturas horizontais e verticais combinadas representam uma caracterização das formas de terreno, as quais se associam propriedades hidrológicas e de transporte de sólidos. As classes de curvaturas horizontais (convergente, planar ou divergente) e verticais (côncavo, retilíneo ou convexo) podem ser combinadas para fornecer indicação da forma do terreno.

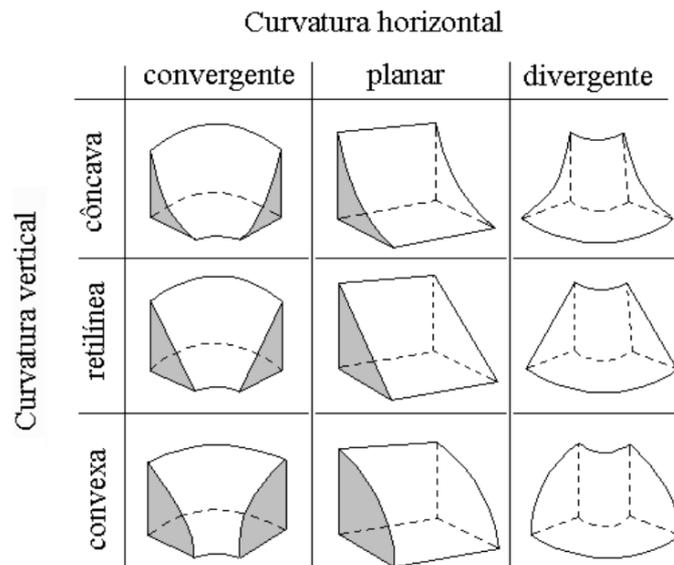


Figura 5 - Formas de terreno a partir da combinação da curvatura horizontal e vertical
Fonte: Florenzano, 2008.

As vertentes podem ser classificadas ainda de acordo com a quantidade de segmentos da vertente. As vertentes simples são compostas por um segmento único, que se estende desde o topo até o fundo do vale. Nas vertentes complexas ocorrem vários segmentos limitados por rupturas de declive (MEIS *et al.*, 1982).

Penteado (1974) diferencia as vertentes entre regulares e irregulares, onde a irregularidade se traduz por alternância de abruptos rochosos e degraus cobertos de solo, ou por múltiplas ravinas. Nesse caso, as vertentes regulares corresponderiam as vertentes simples e as vertentes irregulares seriam análogas as vertentes complexas.

Uma vertente ‘lisa’ sem ravinamentos, coberta com solo, com declives quase constantes, com manto contínuo de regolito, sem afloramentos rochosos e rupturas de ângulo de declive, é uma vertente equilibrada. Numa vertente regular (equilibrada) em nenhum ponto do perfil a remoção de material excede o intemperismo (PENTEADO, 1974).

Em vertentes simples, o suprimento sedimentar pode ser estimado a partir de dois parâmetros topográficos, basicamente, que são, declividade média e comprimento da vertente. Em vertentes não uniformes, a declividade da vertente e a declividade local se diferenciam ao longo dos diferentes setores. Consequentemente a produção de sedimentos em vertentes não-uniformes é muito diferente daquelas experimentadas em vertentes uniformes (RIEKE-ZAPP & NEARING, 2005).

2.3 COBERTURAS SUPERFICIAIS E PROCESSOS DEPOSICIONAIS

As encostas tropicais e subtropicais constantemente são afetadas por processos erosivos. A intensidade dos processos é controlada por um conjunto de fatores, representados pelo arcabouço litológico, cobertura vegetal, disponibilidade de partículas (solo e rocha) para transporte, comprimento, declividade e forma da encosta (SELBY, 1982).

Os sedimentos podem ser transportados e depositados por diversos processos. Estes processos podem ser comandados por quatro agentes naturais basicamente: água, vento, gelo e a força da gravidade (SELLEY, 2000).

Sob as vertentes atuam processos erosivos e deposicionais, superficiais e subsuperficiais. Ocorrem processos que atuam tanto no sentido horizontal, acompanhando a pendente da vertente quando processos verticais.

Os principais processos erosivos nas vertentes são a erosão areolar; erosão laminar; erosão linear (que podem gerar sulcos, ravinas e voçorocas); *pippings*; dissolução e remoção de solutos; rastejo (*creep*); escorregamentos (rotacionais e translacionais); solifluxão (que pode originar corridas de lamas ou detritos) e quedas ou desabamentos (de rocha ou solo) (MELO *et al.*, 2005).

Quanto maior a participação dos fluidos, maior é a seleção e arredondamento dos sedimentos. A água diminui o atrito e a tensão de cisalhamento fazendo com o que os sedimentos que antes se moviam por tração passem a ser carregados em suspensão, e os que não se moviam passem a ser movimentados (Figura 6).

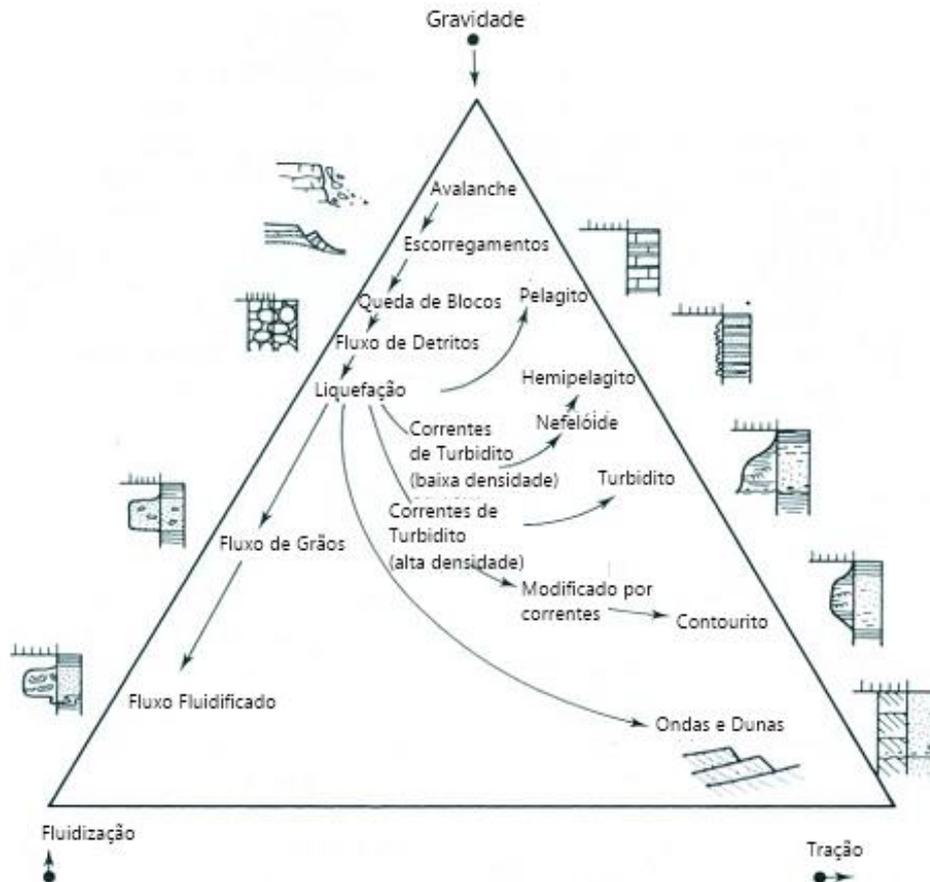


Figura 6 - Diagrama da relação entre processos sedimentares e depósitos
Fonte: Modificado de Selley, 2000.

Convencionalmente, processos de vertente em que a gravidade em si é o agente de transporte dominante são denominados movimentos de massa (BRUNSDEN, 1984). Selley (2000) separa os movimentos de massa em dois grupos: 1) Queda de blocos e avalanches; 2) Escorregamentos e deslizamentos. Quanto maior a quantidade de água mais efetivos são os processos de escorregamento e deslizamento. O IPT (1991) classifica os movimentos de massa em quedas de blocos, escorregamentos (translacionais e rotacionais), rastejos e corridas (Figura 7).

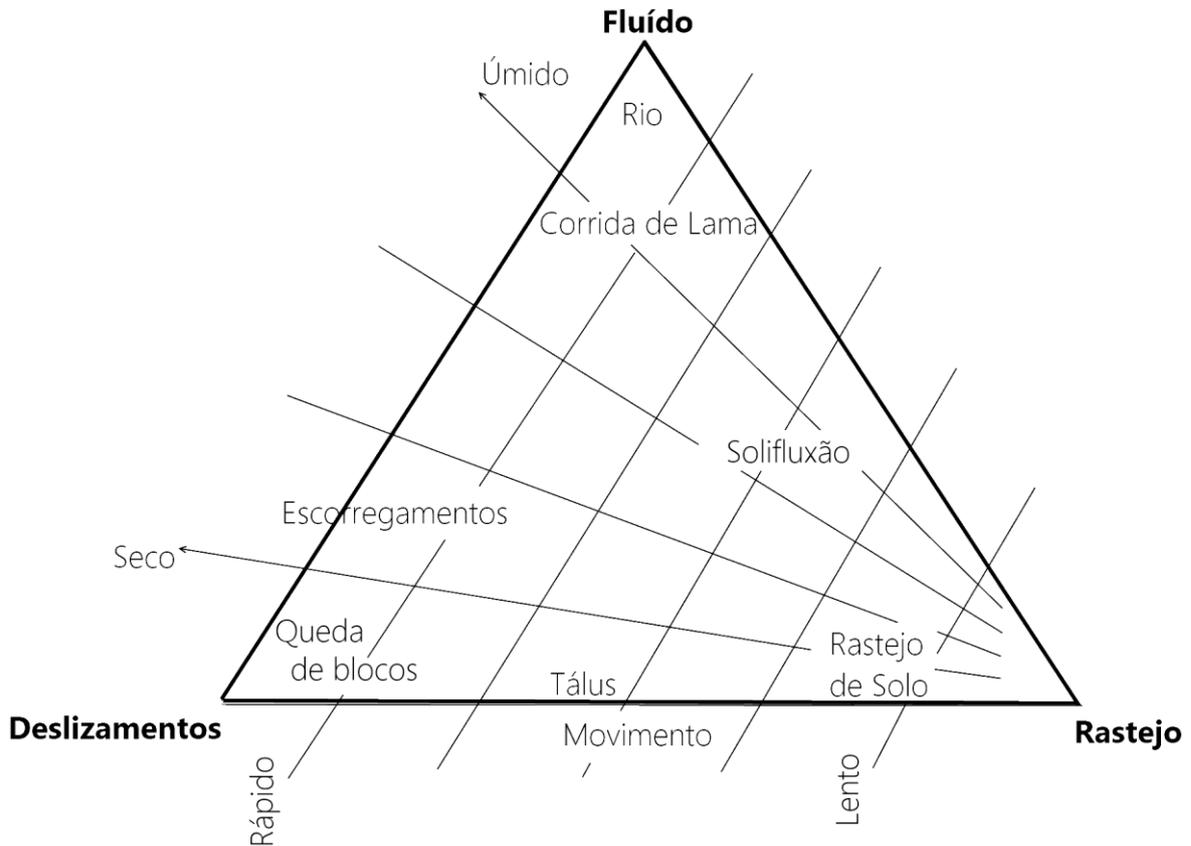


Figura 7 - Tipos de movimentos de massa de acordo com sua velocidade e quantidade de água envolvida
Fonte: Modificado de Guimarães *et al.*, 2008. In: Florenzano, 2008.

As quedas de blocos (de rocha) são movimentos de massa bruscos, caracterizado por uma elevada velocidade, no qual não há superfície de deslizamento, ou seja, em queda livre (GUIDICINI; NIEBLE, 1984). Carson; Kirbky (1972) dividem as quedas em 4 tipos: tombamento (associado a paredes falhadas/fraturadas), avalanche de rochas, queda de rochas e desintegração granular.

Os escorregamentos são movimentos rápidos, de solo e/ou rocha, com curta duração e plano de ruptura bem definido, onde há uma clara diferenciação entre o material deslizado e o material não movimentado (FERNANDES; AMARAL, 1996). A velocidade e intensidade do escorregamento dependem da inclinação da encosta, do material parental e da causa do movimento. Os escorregamentos são divididos, a partir da forma do plano de ruptura em translacionais e rotacionais.

Os escorregamentos translacionais formam superfícies de ruptura planar, em áreas de heterogeneidade de solos e rochas que representam discontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas derivadas de processos geológicos (acamamentos, falhas, fraturas), geomorfológicos (depósitos inconsolidados) ou pedológicos (contatos entre horizontes, contatos rocha-solum) (FERNANDES; AMARAL, 1996). Tais movimentos estão associados

a aumento da poro-pressão durante eventos de precipitação muito concentrada ou períodos muito prolongados de chuvas. São movimentos rasos e extensos.

Os escorregamentos rotacionais, por sua vez, se caracterizam por apresentar uma superfície de ruptura curva, côncava para cima. Esse tipo de escorregamento está associado a regiões com pacotes de solo bem desenvolvidos. Sua deflagração está associada ao desgaste natural da encosta, devido ao sistema fluvial ou á condições superficiais, como o corte da encosta pra construção de estradas (Guimarães *et al.*, 2008).

Rastejamento é definido como um movimento lento e contínuo, praticamente imperceptível, notável apenas em medições de longos períodos de tempo. Os rastejos são induzidos pela associação entre a força gravitacional e as variações sazonais e diárias de temperatura e umidade ou ainda por movimentos ocasionais devido a sismos ou micro – sismos entre outras causas, e pela aplicação fixa de uma tensão cisalhante sob a encosta (CARSON; KIRKBY, 1972). O processo de expansão e contração dos materiais provoca o movimento, vertente abaixo (TOMINAGA, 2009).

As corridas estão associadas à concentração dos fluxos superficiais em um ponto da vertente, onde deflagram um processo contínuo de fluxo contínuo de material (FERNANDES; AMARAL, 1996). Caracterizam-se por fluxos rápidos, que formam depósitos maciços ou com organização caótica dos sedimentos, normalmente poligenéticos, podendo ou não conter matriz.

Se o transporte e deposição são constantes o suficiente, eles deixarão registros através da estratificação e feições deposicionais caracterizadas por alguma estrutura interna, morfologia e extensão no espaço (BIJU-DUVAL, 1999). O relevo e o ambiente pretérito a deposição dos sedimentos, as condições ambientais associadas a este movimento, a granulometria, mineralogia e características dos materiais, o agente de transporte associado ao depósito aluvial ou coluvial, estão registrados nas estruturas sedimentares.

As estruturas sedimentares correspondem ao arranjo e/ou seleção dos sedimentos em termos de tamanho, forma e densidade dos materiais envolvidos. O estudo das estruturas sedimentares preservadas em antigos canais preenchidos ou depósitos de encostas pode constituir importante instrumento para reconstituição de mecanismos e processos pretéritos (MELLO, 1992).

Não apenas a localização e sua forma de exposição, mas principalmente as características dos sedimentos fornecem base indispensável para a análise estratigráfica. Mendes, (1984, p. 14) afirma que “os depósitos de um ambiente de sedimentação refletem não só os fatores ambientais como as condições climáticas e as atividades tectônicas”.

As estruturas sedimentares podem ser classificadas de acordo com sua época de formação em relação à constituição do depósito, em: pré-deposicionais; sindeposicionais; pós-deposicionais e estruturas de miscelânea. Estruturas pré-deposicionais se formam antes da deposição dos sedimentos e constituem estruturas alocadas entre as camadas. Dentre as mais comuns podem-se citar as estruturas de escavação e preenchimento, além de marcas de sulcos; caneluras e marcas de objetos.

Estruturas formadas durante a deposição e antes da litificação do sedimento são chamadas sindeposicionais. Selley (2000) cita como mais comuns as estratificações (estratificação maciça, estratificação plana, estratificação gradativa, estratificação cruzada, laminação, laminação cruzada), incluindo-se variações internas desses padrões e padrões mistos.

De acordo com Suguio (1973) a ocorrência de estratificação pode ser identificada a partir de:

- a) Mudanças na granulação do material depositado; normalmente estão ligadas a variações na velocidade da corrente ou na fonte de suprimento;
- b) Mudanças na composição mineralógica; podem estar relacionada a variações na velocidade de deposição ou das características da fonte de suprimento;
- c) Mudança na morfometria dos grãos; traduzida por variação no grau de arredondamento ou esfericidade dos grãos;
- d) Orientação das partículas depositadas: em folhelhos, a estratificação é comumente ressaltada pelo paralelismo com que os minerais, neste caso argilosos, ficam dispostos (forma placoidal);
- e) Existência de lâminas argilosas: em muitos arenitos e calcários, a estratificação presente se deve a existência de lamina argilosas separando os estratos.

Após a deposição ainda podem ocorrer deformações nos sedimentos, que formam estruturas pós-deposicionais: de deslizamento, escorregamento, laminação convoluta, estratificação convoluta, dobras e estruturas de carga.

2.4 FÁCIES E CORRELAÇÃO DE FÁCIES

O termo fácies foi introduzido à geologia por Steno (1669), porém o conceito moderno é de Gressly (1838), que define fácies como a soma dos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica (WALKER, 1984).

Segundo Ferreira-Júnior; Castro (2001), o aspecto vago dessa definição é, paradoxalmente, responsável pela sua aceitação, pois tem como vantagem principal uma liberdade de interpretação que abarca todas as sutilezas dos processos sedimentares reinantes nos diversos ambientes deposicionais.

Atualmente uma das definições mais utilizadas é a de Selley (1982). O autor conceitua fácies como uma massa de sedimentos ou rochas sedimentares, que pode ser reconhecida e distinguida de outras fácies por sua geometria, composição, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes e ocorrência ou não de fósseis. Para Walker (1984) o estudo das fácies deve se pautar por uma combinação das observações feitas sobre as relações espaciais e as características internas (litologia e estruturas sedimentares) com os ambientes sedimentares modernos.

Em uma sucessão vertical, uma passagem gradacional entre duas fácies sugere que elas estão associadas, e foram geradas em ambientes deposicionais lateralmente contíguos, enquanto um contato abrupto ou erosivo pode indicar intervalos de não-deposição ou mudanças significativas no ambiente deposicional (mudanças no clima e regime tectônico) – “Lei de Correlação de Walter” (1894 *apud* WALKER, 1984).

Porém a fácies está associada a um processo, e não necessariamente a um ambiente. O reconhecimento das condições ambientais advém da associação de fácies, que consiste em um agrupamento de fácies geneticamente relacionadas, cujas características e inter-relações permitem que se possa interpretar o ambiente no qual se deu a sedimentação (ETCHEBERE ; SAAD 2003).

Outro autor que deu grande contribuição ao estudo das fácies foi Miall (1977; 1985; 1996). O autor foi responsável por criar uma nomenclatura para designar as fácies, que apesar de não ser universal, permitiu a uniformização e padronização para denominação das fácies. A nomenclatura é constituída por duas letras: a primeira, maiúscula, indica a granulometria dominante e a segunda, minúscula, uma característica mnemônica marcante, por exemplo, estruturas sedimentares presentes (Quadro 1).

Quadro 1 – Nomenclatura, características e interpretação de fácies proposta por Miall (1996)

CÓDIGO DE FÁCIES	FÁCIES	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
Gm	Cascalho clasto-suportado, Cascalho maciço	Ausentes	Fluxo pseudoplástico de detritos (alta energia, fluxos turbulentos)
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos rico em clastos (alta energia) ou Fluxo pseudoplástico de detritos (baixa energia)
Gms	Cascalho suportados pela matriz	Fracamente estratificada	Fluxo pseudoplástico de detritos (baixa energia, viscoso)
Gmg	Cascalho suportado pela matriz	Gradação normal a inversa	Fluxo pseudoplástico de detritos (baixa energia)
Gt	Cascalho	Estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de canais secundários
Gp	Cascalho	Estratificação planar	Barras transversais, deltas de acreção de paleobarras de canais
St	Areia fina a muito grossa, podendo conter seixos	Estratificação cruzada acanalada	Dunas 3-D com linhas de crista sinuosas e linguóides (lunares)
Sp	Areia fina a muito grossa, podendo conter seixos	Estratificação cruzada tabular, isoladas ou em grupos	Barras transversais e linguóides – Dunas 2-D
Sr	Areia muito fina a grossa	Marcas ondulares ‘ripples’	<i>Ripples</i> (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia/fina a grossa, podendo conter seixos	Laminação horizontal e partição, lineação contínua	Regime de fluxo superior
Sl	Areia/fina a grossa, podendo conter seixos	Estratificação cruz. de baixo ângulo (<15°)	Corte e preenchimento, rompimento de dique antidunas, antidunas
So	Areia fina a muito fina rica em matéria orgânica	Laminação e bioturbação	Depósito de cheia em baixas velocidades de corrente
Ss	Areia/fina a grossa, podendo conter seixos	Base erosiva, cortes rasos	Corte e preenchimento
Sm	Areia, silte e argila	Maciça ou laminação débil	Depósitos de fluxos gravitacionais
Fl	Areia fina, silte e argila	Laminação fina, pequenas marcas ondulares	Depósito de inundação, canais abandonados
Fsm	Silte, Argila	Maciça	Antigos Pântanos ou depósitos de canais abandonados
Fm	Areia fina, silte e argila	Maciça, gretas de contração	Depósito de inundação, canais abandonados ou depósitos de ‘ <i>drape</i> ’
Fr	Argila, Silte	Marcas de raiz	Áreas vegetadas
Br	Blocos ressedimentados	Maciça	Erosão de depósitos pré-existent
C	Carvão, lama carbonáticas	Plantas, raízes, bioturbação	Depósitos de pântano vegetados
P	Paleossolo Carbonático (calcita, siderita)	Feições Pedológicas	Solo com precipitação química

Miall (1985) propôs um novo método de análise e codificação para depósitos aluviais, denominada de Método de Análise de Elementos Arquiteturais. A técnica se fundamenta na identificação de superfícies de descontinuidade físicas que subdividem uma sequência aluvial em pacotes geneticamente relacionados e hierarquicamente estruturados, conhecidos como elementos arquiteturais e macroformas.

Neste contexto, as descontinuidades podem estar associadas a períodos de não sedimentação ou a mudança de condições ambientais. Pode ser também gerada por processos erosivos, podendo ter implicações temporais. As descontinuidades podem ser identificadas como relações anômalas das fácies litológicas, mudanças na configuração das camadas e quebras bioestratigráficas.

Miall (1988;1996) criou uma hierarquização para estas superfícies de descontinuidade, de acordo com sua forma, ângulo de contato e deposição levando em consideração o tempo gasto para sua formação (Quadro 2):

Quadro 2 - Ordem hierárquica das superfícies de descontinuidade, Miall (1996)

Ordem	Forma	Características	Significado	Tempo de Deposição
1 ^a	Plana ou côncava	Limita estratos cruzados individuais do mesmo tipo com pouca ou nenhuma erosão associadas	Separa sequências cíclicas de pequena escala mostrando continuidade na sedimentação.	Algumas horas a um ou dois dias
2 ^a	Plana ou côncava	Limita <i>cosets</i> (McKee ; Weir, 1953) ou associações de fácies geneticamente relacionadas; evidências de erosão	Variações na direção ou condições do fluxo sem parada significativa da sedimentação.	De alguns dias a alguns meses
3 ^a	Erosiva com baixo ângulo (<15°)	Estende-se de cima para baixo separando as associações similares de fácies; intraclastos e seixos associados	Mudança no estágio ou orientação da forma do leito, provocada por processos sazonais de longa duração.	De 1 ano a dezenas de anos
4 ^a	Plana ou convexa para cima	Separa, em baixo ângulo, associação de fácies com ângulos diferentes	Limite superior das macroformas.	Centenas de anos
5 ^a	Plana ou côncava para cima	Bem marcada por estruturas de corte e preenchimento; associada a depósitos basais tipo <i>lag</i>	Limita complexos de preenchimento de canais.	Milhares de anos
6 ^a	Irregular	Define subdivisões estratigráficas mapeáveis	Separa grupos de canais e paleoníveis	Centenas de milhares de anos
7 ^a	Irregular	Regionalmente extensa, encerra espessas sequências de um sistema deposicional	Separa eventos alogênicos	Milhões de anos
8 ^a	Irregular	Regionalmente extensa, encerra espessas sequências de um sistema deposicional	Marca desconformidades continentais ou eventos geológicos em escala global	Milhões de anos

2.5 INSELBERGUES, MORROS TESTEMUNHOS E ELEVAÇÕES RESIDUAIS

Vários termos são utilizados para referir-se a elevações isoladas em áreas mais ou menos planas: inselbergues, morros testemunhos, elevações residuais, dentre outras menos

comuns. Na maioria das vezes essas elevações estão associadas à paleoclimas diferentes dos atuais.

O estudo sobre formas residuais de relevo teve início a partir das teorias aplainamento, especialmente em áreas tropicais. Davis denominou esses ‘morros’ isolados ‘monadnocks’. O termo inselbergue veio com Bornhardt (1900 *apud* Bremer; Sander 2000), King, mais tarde, disseminou o termo.

Inselbergues são elevações isoladas sob uma planície, que consistem de rochas mais resistentes. Variam em altura, dependendo do seu desenvolvimento, e assumem diferentes formas, de acordo com a sua gênese e litologia. A cobertura pedológica, quando presente, é pouco espessa e descontínua (BREMER; SANDER, 2000).

Segundo Novaes Pinto (1988), os inselbergues seriam típicos de áreas de pediplanação e constituiriam relevos residuais de forma dômica. Essas formas de relevo correspondem a antigas áreas interfluviais ou de ocorrência de rochas mais resistentes que o seu entorno. Para Peulvast; Vanney (2001) os inselbergues correspondem a domos cristalinos.

A gênese dessas formas de relevo poderia ser explicada por meio de: (1) individualização pelo recuo dos escarpamentos; (2) surgimento de elementos maciços a partir da remoção de mantos de intemperismo espessos (PEULVAST ; SALLES, 2002).

Outro termo utilizado para designar elevações residuais, especialmente no Estado do Paraná é morro testemunho. Caseti (2005) define que o morro testemunho é uma feição topográfica residual típica de bacias sedimentares e relevos de *cuesta*.

O irregular recuo da escarpa da *cuesta* preservaria elevações residuais, controladas por rochas mais resistentes, que testemunhariam a antiga posição ocupada pelo *front* da *cuesta*; tais elevações destacadas na paisagem se constituiriam morros testemunhos, que seriam testemunhos de condições pretéritas.

O IBGE (1994) define morro testemunho como: “forma de relevo residual, de topo geralmente plano, limitado por escarpas, resultante do recuo pela erosão de frente de *Cuesta* ou outras escarpas de relevo tabuliforme formado em rochas sedimentares”. É ressaltada nessa definição a importância da erosão diferencial, onde os morros testemunhos estariam associados a áreas de contato entre rochas com resistências diferentes ou limites de recuo de erosão.

Maack (1948) sugeriu que a evolução dos planaltos escalonados de E-W do Estado do Paraná obedeceria ao esquema dos relevos de *cuesta*. Porém estudos recentes, como o de Couto (2011), mostram que a tectônica ressurgente observada na Borda Planáltica entre o

Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense não nos permite denominar esta unidade geomorfológica como relevo de *cuesta*.

Deste modo, o termo elevação residual é utilizado no presente estudo, devido a: 1) falta de comprovação de existência de um pedimento ao longo do Terciário/Quaternário; 2) Ausência de paleossolos bem conservados que pudessem comprovar as características paleoambientais do Terciário/Quaternário; 3) A cornija escarpa da Serra Geral e de alguns morros residuais ocorre ora sustentado por rochas sedimentares (silificadas do Arenito Botucatu), ora por rochas vulcânicas (basaltos ou diabásios da Formação Serra Geral), não permitindo associar processos de erosão diferencial.

3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada dentro do perímetro de abrangência da Carta de carta topográfica de Faxinal (Folha SG-22-V-III-1), na escala de 1/50.000, a qual está limitada pelas coordenadas 24° 00' e 24° 15' de latitude Sul e 51° 15' e 51° 30' de longitude Oeste (Figura 8).

A carta de Faxinal abrange, ainda que parcialmente, cinco municípios, a saber: Faxinal, Cruzmaltina, Grandes Rios, Rosário do Ivaí e Ortigueira. Situa-se na região Norte Central Paranaense.

A vertente estudada está inserida na área do município de Faxinal. O perfil morfoestratigráfico construído (Figura 8 e 9) está situado no setor médio da bacia hidrográfica do rio São Pedro, nas coordenadas 24°03'20''S; 51°21'50''W. Localiza-se à aproximadamente de 10km do centro de Faxinal (PR), área da Fazenda Líria, de propriedade do Sr. Jackson Schumacher.

As principais vias de acesso à cidade de Faxinal são as rodovias estaduais PR 272 e 445 e rodovia federal BR 376. Está localizada a 330km de distância da capital do estado Curitiba e 130km de Maringá.

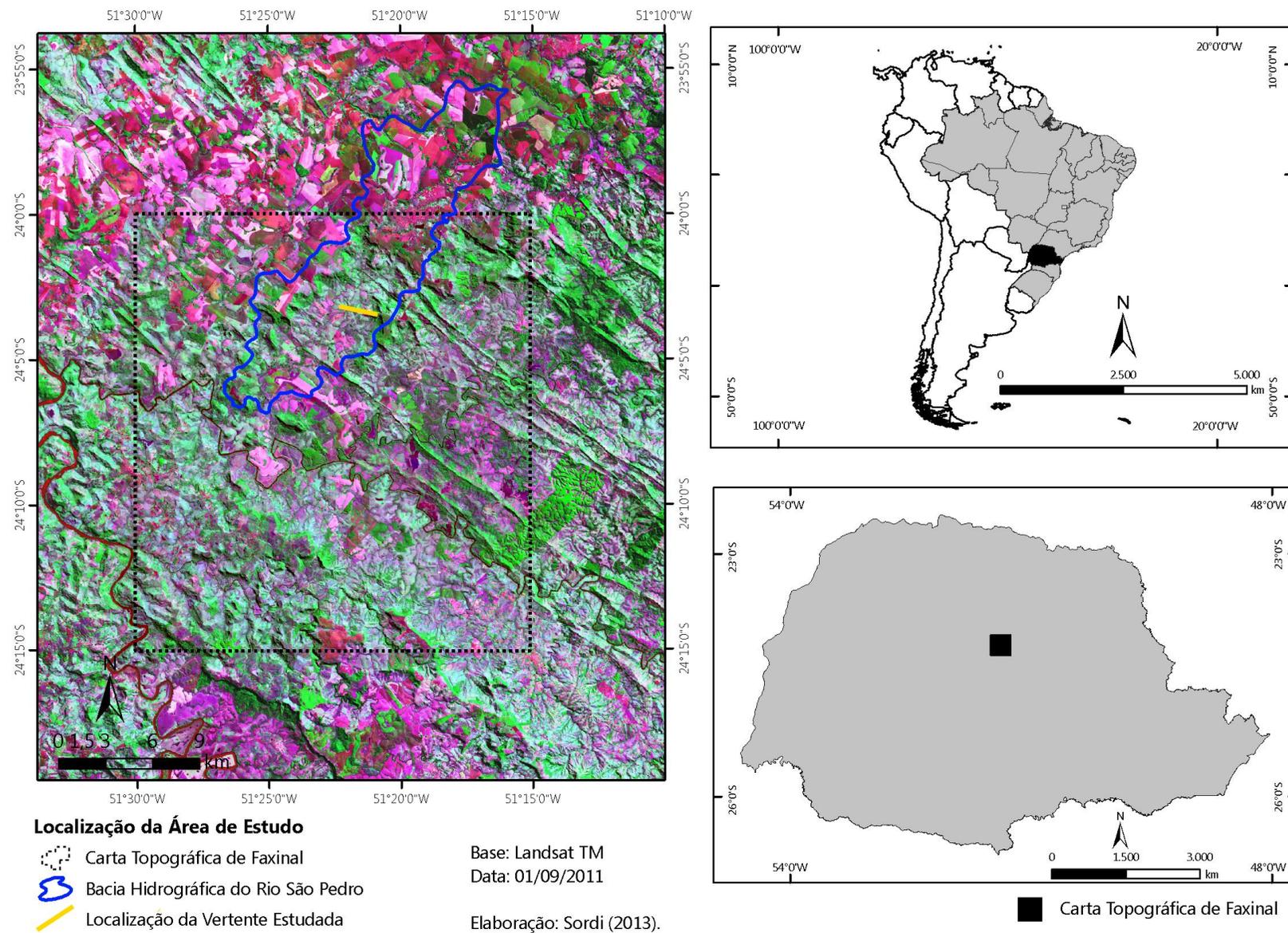


Figura 8 - Localização da Carta topográfica de Faxinal, da bacia hidrográfica do rio São Pedro e da encosta, objeto deste estudo

O rio São Pedro é um dos principais afluentes do rio Alonzo ou rio do Peixe, que por sua vez é um afluente do rio Ivaí (Figura 8). Como o conjunto de serras posicionadas no interflúvio, direito e esquerdo, do rio São Pedro não possui nenhuma denominação local, optou-se no presente estudo denominar este conjunto de serras, com características conspícuas, de Serra de São Pedro.

Dentro dessa área, baseado em estudos já realizados na região, foi selecionada uma vertente representativa (Figura 9), onde foram realizados levantamentos em campo. Durante os levantamentos de campo, perfis topográficos e morfoestratigráficos foram construídos (detalhes metodológicos e os procedimentos adotados foram descritos no item 3 - Metodologia).

Perfil Estratigráfico/Topográfico : Bacia Hidrográfica do Rio São Pedro

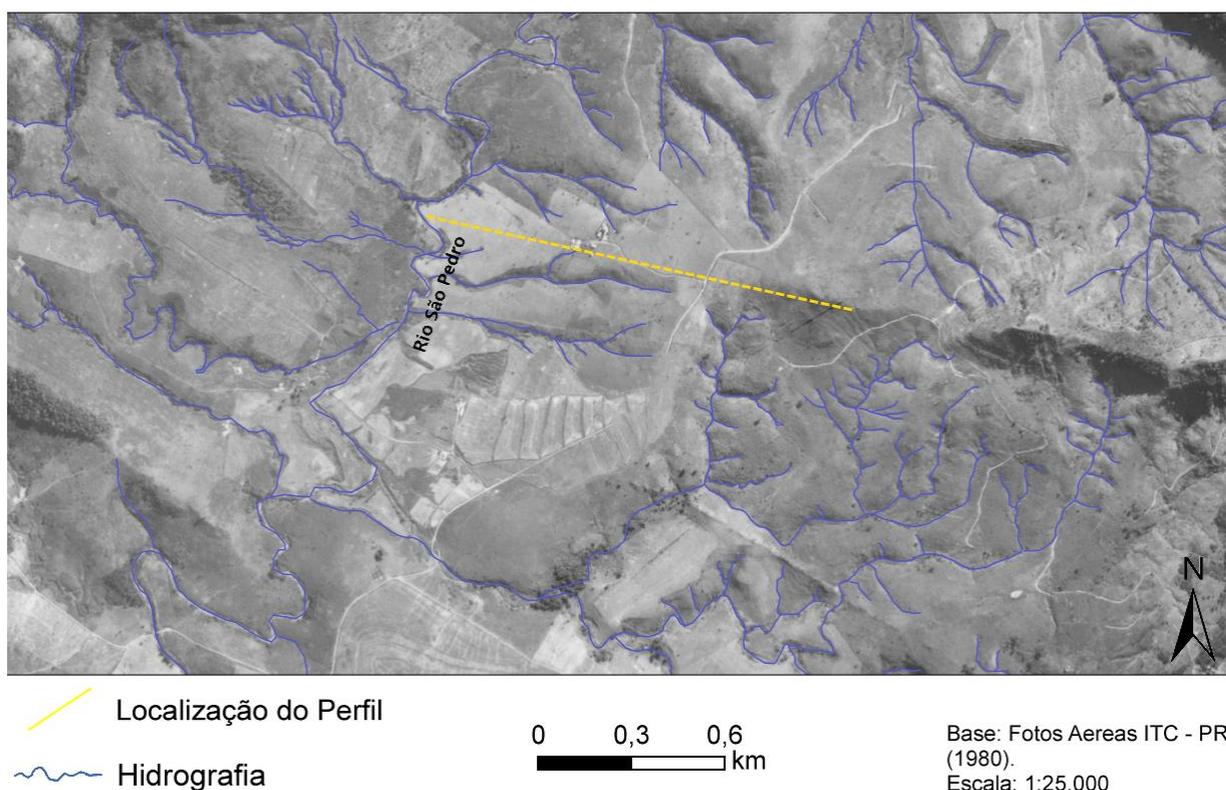


Figura 9 – Localização da linha do perfil topo-estratigráfico construído

3.1 CONTEXTO BIOCLIMÁTICO REGIONAL

Do ponto de vista climático, a região Norte Central Paranaense encontra-se em uma área de transição entre os climas Cfa e Cfb, conforme a classificação de Köppen; Geiger (1928). O Cfb se caracteriza por um clima temperado, com verão ameno. As chuvas, entre 1.100 a 2.000 mm anuais, são uniformemente distribuídas ao longo do ano, sem estação seca, com a temperatura média do mês mais quente não chega a 22°C. Ocorrem geadas severas e

freqüentes, num período médio de ocorrência de dez a 25 dias anualmente. O Cfa é um clima subtropical, com verão quente. As temperaturas são superiores a 22°C no verão e durante o mês mais seco apresenta precipitações com volume superior a 30 mm.

Os dados de precipitação foram obtidos na ferramenta Hidroweb, desenvolvido pela Agência Nacional de Águas (ANA). A estação onde os dados foram coletados se localiza entre as coordenadas, 23°56'17" de Latitude Sul e 51°14'01" de Longitude Oeste à 1016m de altitude. A estação está posicionada junto às nascentes do rio Bufadeira, em um contexto muito parecido com aquele da bacia hidrográfica do rio São Pedro.

A estação era mantida pelo Instituto das Águas do Paraná e esteve em funcionamento durante 30 anos, entre 1975 e 2005. Durante os anos de monitoramento os volumes anuais de precipitações variaram entre 1.399 mm, no ano de 1985, a 2.467mm, em 1983, o que demonstra a intensa variação do volume de precipitação, que no espaço de dois anos mostrou uma variação no volume de chuvas de mais de 1.000mm (Figura 10).

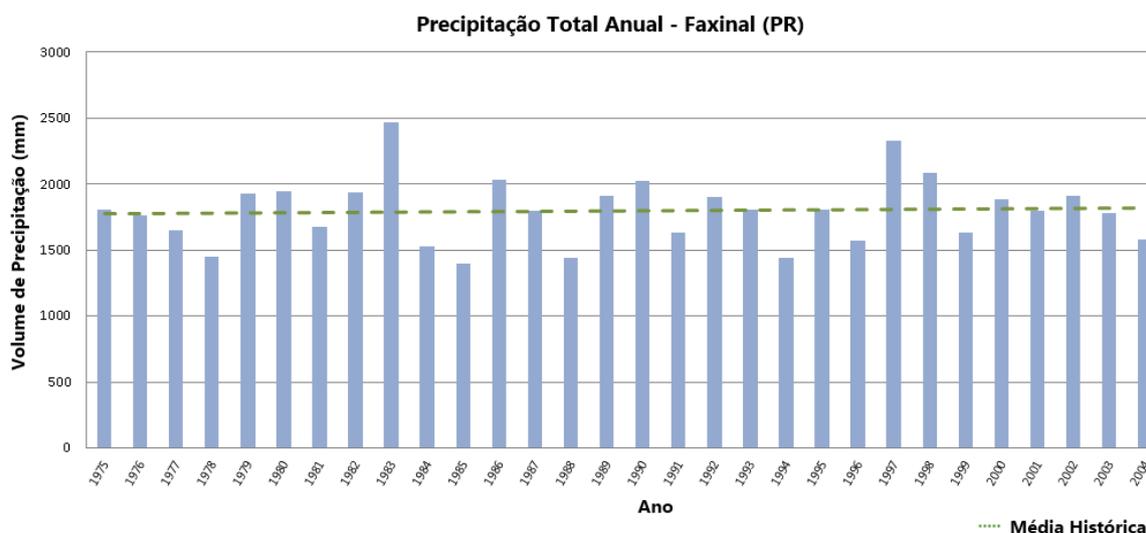


Figura 10 - Precipitação total anual no município de Faxinal entre 1975 e 2004

Fonte: Agência Nacional de Águas (ANA)

Ao longo dos 30 anos de medição o volume médio das precipitações foi 1.796mm. De todos os anos com medição, 16 deles apresentaram valores acima da média e 14 mostraram valores abaixo da média (Figura 10).

Os meses mais chuvosos são os meses do verão – dezembro, janeiro e fevereiro (Figura 11), somam 32% da precipitação anual. O período mais seco corresponde aos meses do inverno: junho, julho e agosto, que correspondem a 15% do volume total.

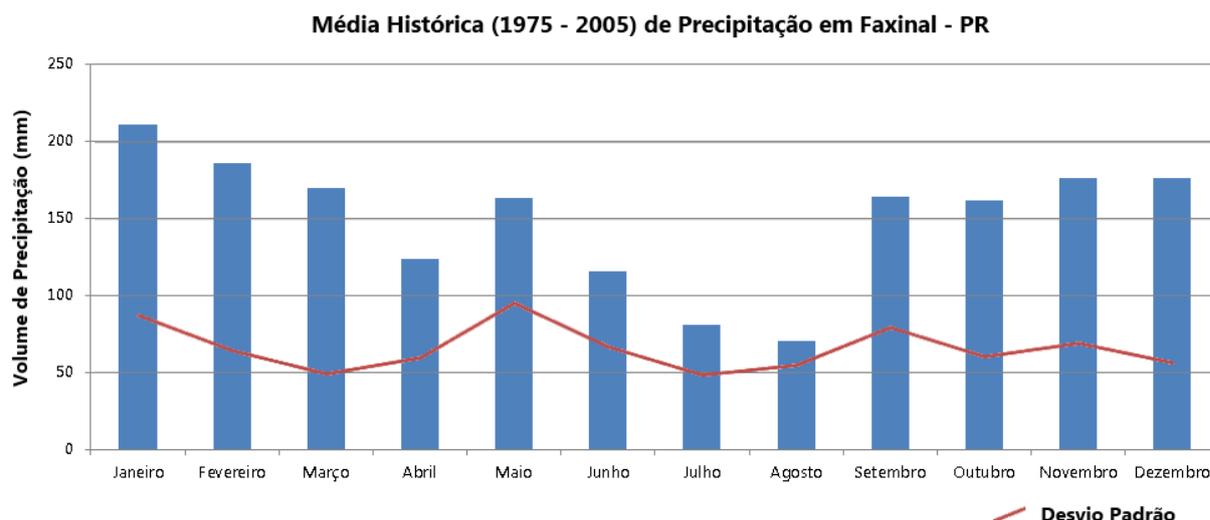


Figura 11 - Variação das médias mensais de precipitação em Faxinal (PR)

Fonte: Agência Nacional de Águas (ANA)

A variação da precipitação ao longo do ano é sensível, ocorrendo chuvas ao longo de todo ano, o que não permite dizer que há um período seco na região. As chuvas variam muito anualmente, ocorrendo anos em que os meses do inverno apresentam maior precipitação que os meses do verão, caso de 1990, por exemplo.

A linha vermelha (Figura 11) mostra o desvio padrão em relação a média mensal. Proporcionalmente, a variação da precipitação é muito maior nos meses de inverno que durante o verão.

Os dados de temperatura foram obtidos junto ao site do IAPAR (Instituto Agrônômico do Paraná) relativos à estação climatológica localizada em Mauá-da-Serra, que funcionou entre 1972 e 1991. A estação se localizava entre as coordenadas 23°54' de Latitude Sul e 51°13' de Longitude Oeste, a uma altitude de 1020m.

A estação se localiza acerca de 20km da área de estudo, em condições climáticas muito parecidas com aquelas da bacia hidrográfica do rio São Pedro. A média anual é de 18,6°C (Figura 12).

Temperatura Média Mensal: Mauá-da-Serra (PR)

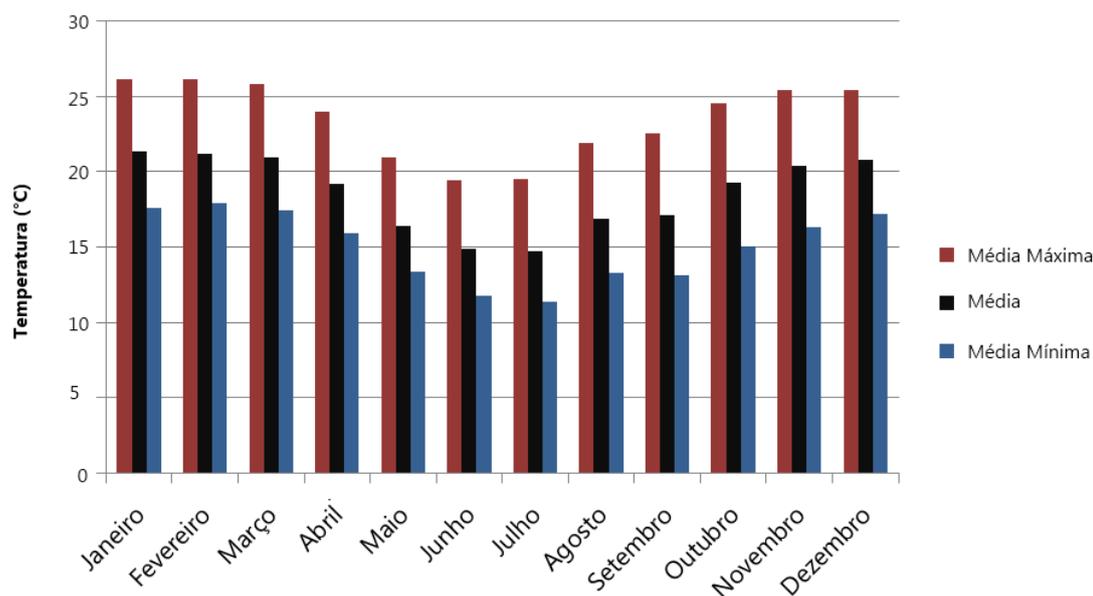


Figura 12 - Variação das temperaturas médias na estação de Mauá-da-Serra entre 1979 e 1991
Fonte: IAPAR, 2013

Os três meses mais quentes são janeiro, fevereiro e março, com médias de 21,3° C, 21,2° C e 20,9°C respectivamente. As médias máximas estão acima dos 25°C e as mínimas abaixo dos 18°C (Figura 12). Os meses mais frios são Maio, Junho e Julho, com médias de 16,9°C, 14,9°C e 14,7°C. As médias máximas estão entre 20,9°C, em maio e 19,5°C em julho. As mínimas são de 13,4°C em maio, 11,8°C em junho e 11,4°C em julho (Figura 12).

Acompanhando o caráter transitório do clima, a vegetação regional possui grande diversidade. É comum ver áreas onde espécies típicas da Floresta Ombrófila Mista dividem espaço com exemplares da Floresta Estacional Semidecidual, com predomínio ora de uma, ora de outra.

O avanço da fronteira agrícola no norte central do Paraná ao longo das décadas de 1940 e 1950 se refletiu no surgimento de inúmeros centros urbanos. Na região de Faxinal, Ortigueira, Cruzmaltina, Imbaú os primeiros núcleos urbanos também surgiram nesse período, inicialmente com a exploração madeireira e depois com a implantação e culturas agrícolas e criação de gado.

Atualmente, os fragmentos de floresta originais são pequenos e descontínuos, predominando a pecuária nas áreas mais acidentadas e onde a topografia permite, plantio da cultura da soja e milho.

3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As bordas planálticas se caracterizam por uma grande complexidade do ponto de vista litoestratigráfico. A área de estudo – região de Faxinal (PR) – apresenta uma longa história geológica, encontrando-se embasada por litologias que datam desde o Paleozóico até o Mesozóico. São elas da base para o topo: Fm Rio do Rasto (Grupo Passa Dois - Paleozóico), formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral (Grupo São Bento - Mesozóico) (Quadro 3), além de coberturas superficiais inconsolidadas do Terciário e Quaternário, objeto deste estudo.

Quadro 3 - Formações geológicas aflorantes na carta de Faxinal

	Período	Época	Formação	Grupo	Contato com a Formação Sotoposta
Era Mesozóica	Cretáceo	Inferior	Serra Geral	São Bento	Discordante
	Jurássico	Superior	Botucatu		Transicional
		Médio	Pirambóia		Discordante
	Triássico	Discordância Erosiva – Hiato Depositional			
Era Paleozóica	Permiano	Superior	Rio do Rasto	Passa Dois	---

A Fm Rio do Rasto aflora desde as médias vertentes até os fundos de vale, e apresenta, na base, registros da passagem de um ambiente marinho para um ambiente continental. Esta formação foi dividida em dois membros por Gordon Jr. (1947): Serrinha (basal) e Morro Pelado (superior) - muito bem diferenciados em campo.

O Membro Serrinha se compõe de arenitos intercalados com siltitos laminados. Os arenitos exibem laminação cruzada por migração de marcas onduladas, laminação cruzada *hummocky* e *swalley*, de cor acinzentada (WARREN, 2006).

O Membro Morro Pelado se encontra em contato transicional com o Membro Serrinha. Se diferencia do membro Serrinha por apresentar siltitos de coloração violeta azulado à avermelhado, intercalado por lentes esverdeadas e amareladas, com estratificação plano paralela e aspecto pastilhado. Ocorrem, secundariamente, níveis de argilitos e arenitos.

Associado a condições climáticas mais secas, que se manifestam ao final da deposição da Fm Rio do Rasto depositam-se as formações Pirambóia e Botucatu (FÚLFARO

et al., 1982). A Fm Pirambóia possui uma gênese eólica-fluvial, com fácies eólicas, amplamente dominantes, e fácies fluviais subordinadas (CAETANO-CHANG, 1997).

A Fm Pirambóia é constituída por espessos corpos de arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, de granulometria fina a média, com intercalações de finas camadas de argilitos e siltitos, ocorrendo, localmente, níveis conglomeráticos. Estruturas sedimentares, como estratificação cruzada de grande e médio porte, são elementos característicos da unidade (ZAINE, 1994). Na área de estudo apresenta-se delgada, confinada apenas as áreas próximas ao topo, com espessura que dificilmente ultrapassam os 20m, podendo inclusive estar ausentes em algumas sequências estratigráficas.

Em algumas áreas a Fm Pirambóia se confunde com a formação sobreposta, Botucatu, o que leva a algumas associações. A Fm Botucatu, depositada em condições semiáridas, durante o Jurássico Superior, compõe-se de duas fácies principais, ambas identificadas e diferenciadas na região de estudo, que, somadas, formam pacotes de até 70m de espessura. Ocorre nas partes mais altas das encostas, por vezes sustentados escarpas, se tratando nesse caso de arenitos silicificados muito resistentes à erosão.

Na base, a Fm Botucatu é composta de arenitos médios a grossos, por vezes conglomeráticos, quartzosos, amarelos ou vermelhos, com estratificações cruzada acanalada e tabular e de pequeno porte e bolas de argila nas superfícies de reativação, além de raros pacotes rítmicos de siltitos argilosos vermelhos (STRUGALE *et al.*, 2004). Esses autores sugerem uma dinâmica deposicional fluvial tipo entrelaçado (*braided*) em clima árido, resultado de fluxos esporádicos de água, e eventuais planícies de inundação com lagos efêmeros. Esta fácies corresponde à Fácies Torrencial proposta por Soares (1973), que na área de estudo possui cerca de 20m de espessura.

A Fácies Eólica, sobreposta, compõe-se de arenitos finos a médios, bem selecionados, amarelados, bege e cinza claros, róseos quando alterados, depositados em ambiente desértico (STRUGALE *et al.*, 2004). Localmente, essa fácies é mais representativa, apresentando pacotes que de até 50m de espessura. A estratificação é cruzada, de grande porte. Ocorrem ainda arenitos silicificados preenchendo fraturas.

O paleodeserto Botucatu foi seguido pelo magmatismo eocretácico da Fm Serra Geral, manifestado como um extenso vulcanismo continental de cerca de 2.000m de espessura que, segundo Milani (1997), está relacionado aos processos extensionais que conduziram à ruptura do Gondwana, definindo a maior manifestação ígnea não-oceânica do Fanerozóico. Este evento gerou e, principalmente, reativou muitas falhas e lineamentos, gerando, secundariamente algum dobramento.

As rochas que ocupam as áreas mais altas e principais topos pertencem à Fm Serra Geral. Essa formação é composta por rochas ígneas afaníticas intrusivas, básicas, de coloração escura. Contém também domínios intermediários e ácidos.

A atividade vulcânica foi exclusivamente fissural ou linear, não havendo, portanto a formação de cone vulcânico. As lavas extravasavam por falhas ou linhas de fraqueza diretamente sobre a superfície.

Também pertencem à Fm Serra Geral os diques de diabásio, rochas que possuem função muito importante na configuração do relevo regional, devido a sua resistência litológica e a sua posição encaixante entre as formações sedimentares mais antigas. Os diabásios são rochas intrusivas básicas, máficas, de textura afanítica.

A área de estudos se encontra no contexto de um enxame de diques de diabásio, de direção preferencial NW-SE. Os diques estão localizados na zona de falha Curitiba-Maringá, posicionada entre os alinhamentos do rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva, que serão detalhados a seguir (Figura 13).

A maior concentração de diques de diabásio nesta área está relacionada à existência do Arco de Ponta Grossa. O Arco de Ponta Grossa é considerado uma das mais importantes e proeminentes estruturas geológicas presentes na Bacia Sedimentar do Paraná. É uma estrutura arqueada que mergulha suavemente para o interior da bacia, formando uma grande reentrância semi-elíptica que faz aflorar o embasamento no leste do Estado do Paraná e sul do Estado de São Paulo (Cinturão Ribeira) (ZALÁN *et al.* 1987).

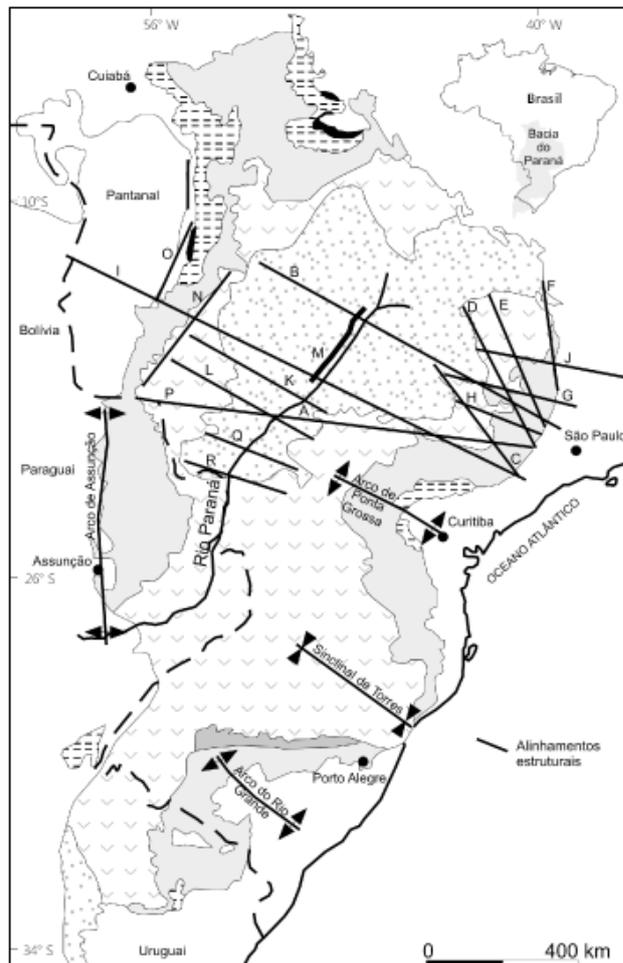
3.3 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A Bacia Sedimentar do Paraná (BSP) teve sua evolução controlada por falhas herdadas de seu embasamento. As falhas existentes constituem basicamente três ambientes tectônicos distribuídos temporalmente (Zálan *et al.*, 1990), influenciados por falhas herdadas do embasamento: Siluriano-Devoniano (1), Carbonífero-Permiano (2) e Jurássico-Cretáceo (3).

A constituição do arcabouço lito-estratigráfico da BSP é de natureza policíclica, marcada por eventos de subsidência (evidenciados em sequências sedimentares-deposicionais) e soerguimentos (marcados por discordâncias stratigráficas ou hiatos deposicionais).

As falhas e lineamentos existentes na BSP podem ser compartimentados em três grupos, a partir de sua orientação: NW-SE, NE – SW, E – W (Figura 13). As falhas e lineamentos de direção NW-SE e NE-SW possuem maior relevância, constituindo falhas

simples ou extensas zonas de falhas com centenas de quilômetros de comprimento e dezenas de quilômetros de largura (ZÁLAN *et al.* 1987).



Bacia Sedimentar do Paraná: Alinhamentos Estruturais

Alinhamentos:

- A. Rio Paranapanema;
- B. Rio Tietê;
- C. Ibitinga-Botucatu;
- D. Rio Moji-Guaçu;
- E. Ribeirão Preto – Campinas;
- F. Rifaina – São João da Boa Vista;
- G. São Carlos – Leme;
- H. Barra Bonita – Itú;
- I. Guapiara;
- J. Cabo Frio;
- K. São Jerônimo – Curitiba;
- L. Paranapanema;
- M. Sutura crustal de Três Lagoas;
- N. Serra de Maracaju;
- O. Sutura crustal de Coxim;
- P. Rio Alonzo;
- Q. Amambaí – Ribeirão do Veado;
- R. Rio Piquiri.

Fonte: Sallun *et al.*, (2007)

Figura 13 - Principais alinhamentos estruturais da Bacia Sedimentar do Paraná

Segundo Zálan *et al.*(1990) os lineamentos NE são derivados de dois cinturões móveis brasileiros, que afloram nas margens leste e sudeste da bacia sedimentar, estendendo-se sobre ela em seu setor meridional. Esses lineamentos também são evidenciados no quadrante noroeste da BSP, numa clara influência da faixa Paraguai-Araguaia. Existem poucas informações sobre a origem dos lineamentos NW, apenas se sabe que são tão antigos quanto os lineamentos NE ou até mais velhos.

Os picos alternados de atividades das falhas NW e NE são provavelmente reflexos de diferentes campos de esforços que atuaram durante o Paleozóico, em resposta aos vários eventos colisionais que afetaram as margens ocidentais e meridionais do Gondwana, conforme salienta ZALÁN *et al.*(1990). Assim de acordo com a direção predominante dos esforços transmitidos para o interior da placa, um grupo de lineamentos estaria mais

suscetível a ser ativado, podendo inclusive ser diminuída ou bloqueada a atividade do(s) outro(s) grupo(s) de falhas.

Durante o rompimento do continente Gondwana (Juro-Cretáceo) as falhas NW foram reativadas, promovendo o condicionamento de milhares de corpos intrusivos ígneos e a extrusão do mais volumoso derrame de lavas do planeta. Este foi o maior evento tectônico que, de alguma forma afetou a BSP. Este evento foi chamado de reativação Waldeniana (ALMEIDA, 1967) ou evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS, 1984).

Os lineamentos E-W são pouco compreendidos nessa Bacia Sedimentar. Soares *et al.*(1982) e Zalán *et al.*(1987;1990) estabeleceram para tais feições idade Triássica. Devido a seu paralelismo e coincidência cronológica sugere-se uma ligação desses lineamentos com a abertura do oceano Atlântico Sul.

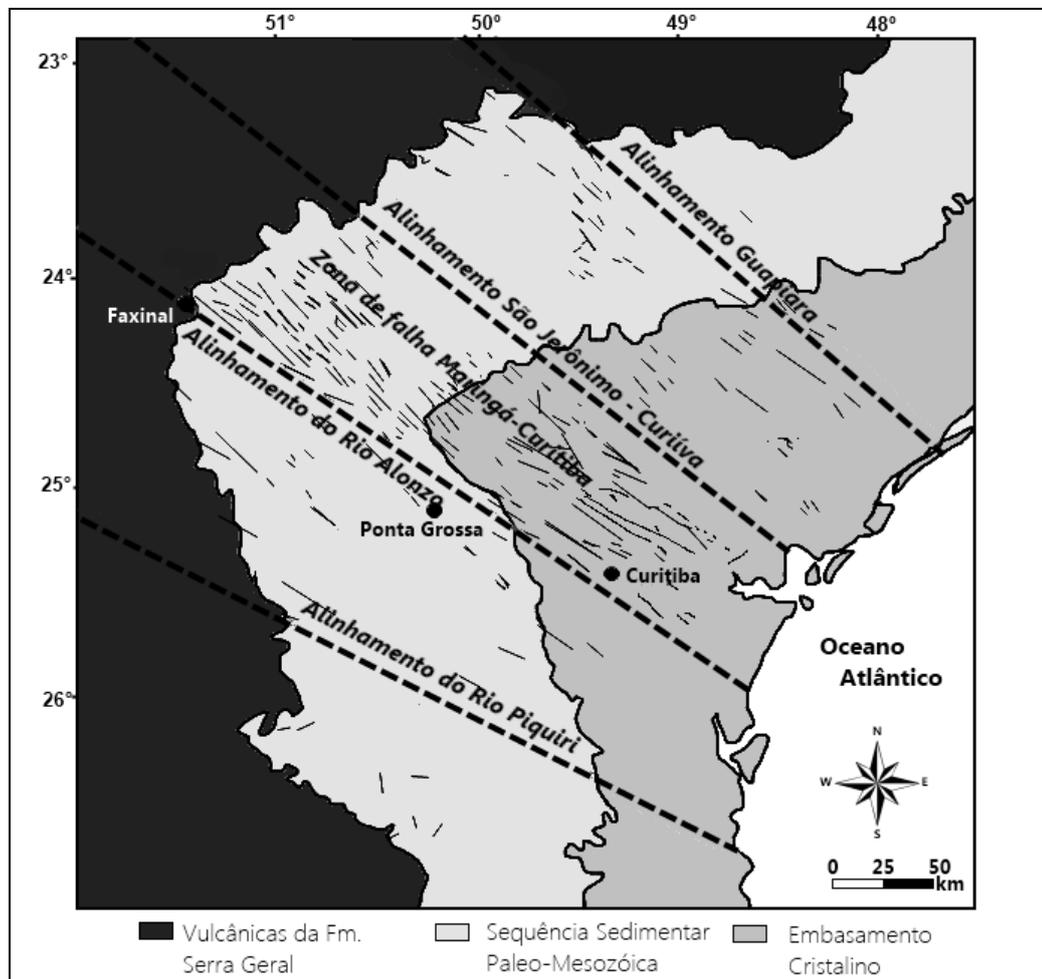


Figura 14 - Principais zonas de falha e seqüências sedimentares da região sudeste da Bacia Sedimentar do Paraná (Modificado de Zalán *et al.* 1990)

Ao considerar o contexto morfotectônico regional verifica-se que a área está sob influência do Arco de Ponta Grossa (Figura 13 e 14). Segundo Zalán *et al.*(1990), o eixo do Arco de Ponta Grossa está inteiramente inserido na zona de falha de Curitiba- Maringá; zona

As maiores altimetrias estão distribuídas ao longo da escarpa da Serra do Cadeado, no centro do mapa da figura 16. A partir do setor central as cotas altimétricas decaem rapidamente na direção SW até o Alinhamento Rio Alonzo, marcado por um baixo topográfico planiforme limitado a SW por outra zona mais elevada. Na direção NE, o decaimento das cotas ocorre até a zona de falha Tamarana, onde o Rio Tibagi começa a ingressar no Terceiro Planalto (STRUGALE *et al.*, 2002).

Strugale *et al.*, 2007 sugere a compartimentação morfotectônica da área da em três blocos distintos: o bloco central, o bloco nordeste e o bloco sudoeste (Figura 16). O bloco Central, que corresponde à área da Serra do Cadeado, se caracteriza por apresentar as maiores altitudes e a maior quantidade de feições estruturais e diques de diabásio, em clara influência da charneira do Arco de Ponta Grossa (NW-SE).

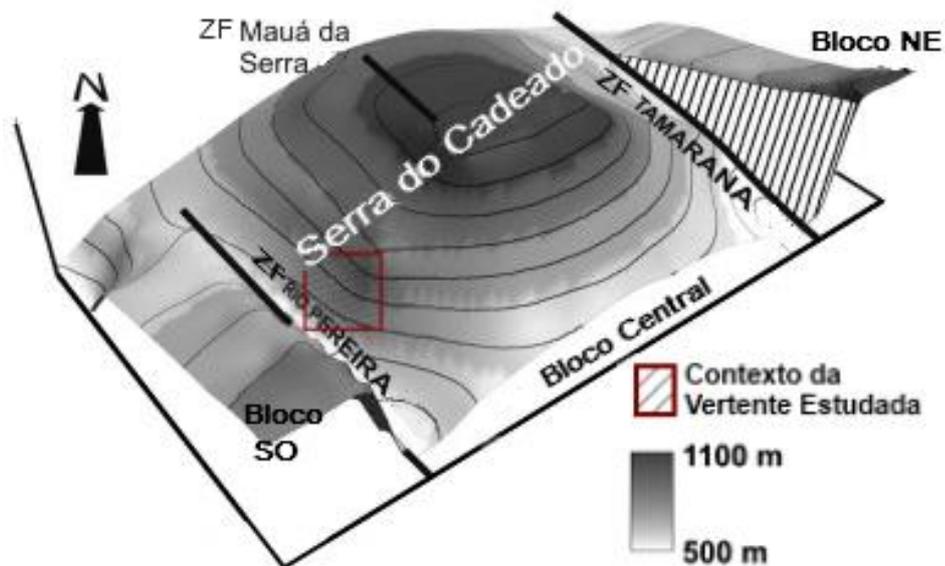


Figura 16 - Blocos morfoestruturais existentes no contexto da Serra do Cadeado

Fonte: Strugale *et al.*, 2007

As zonas de falha rio Pereira e Tamarana apresentadas na ilustração são coincidentes com o eixo dos lineamentos estruturais do Rio Alonzo e de São Jerônimo Curiúva. O soerguimento desse bloco estaria relacionado a dois eventos distensivos D1 e D2: o D1 estaria associado à intrusão dos diques de diabásio, na transição do Jurássico para o Cretáceo, enquanto o D2 seria um evento de menor magnitude ocorrido no Cretáceo Tardio e início do Terciário e estaria associado ao *Rift* Continental do Sudeste do Brasil.

3.4 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

O relevo do Estado do Paraná é marcado por uma sucessão de planaltos, escalonados, constituídos por uma sequência de patamares que inclinam suavemente para oeste acompanhando o mergulho das formações geológicas. Maack (1948), dividiu o estado em 5 unidades geomorfológicas, a saber: a Planície Costeira, a Serra do Mar, o Primeiro Planalto Paranaense, o Segundo Planalto Paranaense e o Terceiro Planalto Paranaense.

Limitando os planaltos, ocorrem escarpas, soerguidas por eventos tectônicos terciários. A área circunscrita pela carta topográfica de Faxinal está localizada no contexto da transição do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense. Na borda planáltica do Terceiro para o Segundo Planalto Paranaense encontra-se a Serra Geral, regionalmente chamada de Serra do Cadeado.

A Serra Geral, assim como a Serrinha forma um importante conjunto de *fronts* de *cuestas* voltadas para leste. A Serra Geral distribui-se de norte a sul, desde o sul de Minas Gerais até o litoral norte do Rio Grande do Sul, formando escarpamentos basálticos localmente interrompidos por vales de origem epigênica, como é o caso da área do presente estudo.

O Segundo Planalto contempla uma faixa de aproximadamente 100km de largura no Estado do Paraná, limitado pela “Escarpa Triássica” (ou Serra Geral) a oeste e norte e pela “Escarpa Devoniana” (ou Serrinha) a leste.

No Segundo Planalto Paranaense afloram rochas sedimentares, paleozóicas dos grupos Paraná, Itararé, Guatá e Passa Dois. Segundo Santos *et al.*(2006) o Segundo Planalto apresenta-se como um planalto modelado em estruturas monoclinais, sub-horizontais, mergulhando para o oeste.

A transição entre o Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense ocorre de modo abrupto, por meio de escarpas muito íngremes, de alta declividade, comumente formando cachoeiras e quedas d’água de dezenas de metros (Figura 17).



Figura 17 - Transição entre o Terceiro e o Segundo Planalto Paranaense, com o Salto São Pedro ao fundo (A) e em detalhe (B)

Foto: Fortes, 2011

O Terceiro Planalto Paranaense corresponde a área de afloramento das rochas ígneas da Formação Serra Geral e a noroeste os arenitos do Grupo Bauru. O Terceiro Planalto Paranaense compreende dois terços do território do Estado e se caracteriza pela presença de um conjunto de relevos planálticos, que possuem uma inclinação geral oeste-noroeste, subdividido pelos principais afluentes do rio Paraná: Iguçu, Ivaí, Paranapanema e Piquiri (Santos *op. cit.*). As maiores altitudes médias variam entre 1100 e 1250m, na Serra da Esperança, que delimita o planalto a leste, declinando para altitudes entre 220 e 300m na calha do rio Paraná, que delimita o planalto a oeste.

O Terceiro Planalto Paranaense é caracterizado por relevo uniforme, por vezes monótono, formado por colinas baixas. O relevo regional é formado por extensos espigões levemente ondulados, com vertentes convexas, longas e de baixa declividade. Apresenta baixa dissecação, exceto em determinados locais, onde a rede de drenagem está mais entalhada, ou nas cabeceiras dos principais rios, onde se desenvolvem relevos em forma de meia laranja e vertentes convexas com fortes desníveis altimétricos.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO LOCAL

A partir das características de relevo, Fortes *et al.*, 2008, realizaram a compartimentação morfoestrutural da carta de Faxinal (SG.22-C-II), escala 1:100.000. A área da carta 1:50.000 está representada pelo retângulo preto (Figura 18) e compreende os Domínios Morfoestruturais I (DM I); III (DM III) e IV (DM IV) de Fortes *et al.*(20080 (Figura 18).

MODELO DIGITAL DE ELEVÇÃO: CARTA DE FAXINAL

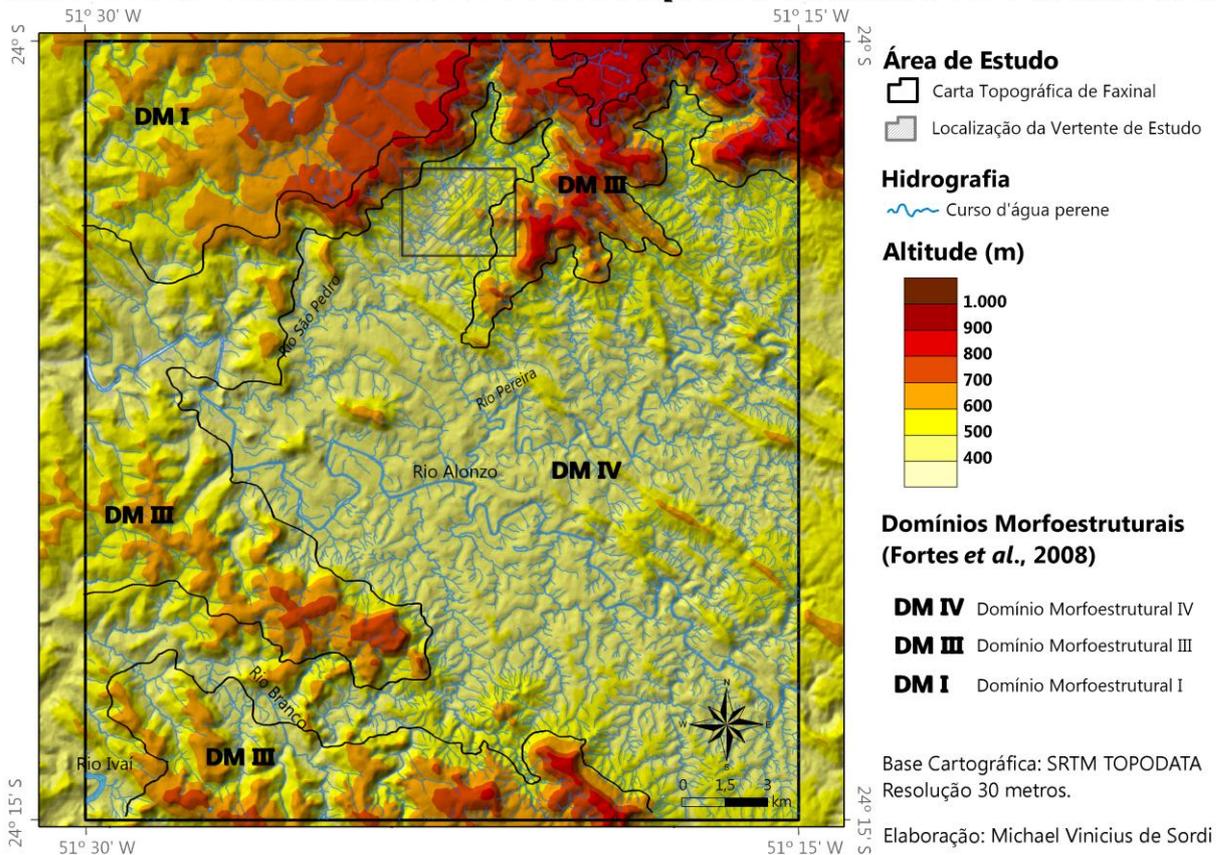


Figura 18 - Mapa Hipsométrico da área de abrangência pela Carta Topográfica de Faxinal, contendo os domínios compartimentados por Fortes *et al.*, 2008

A área da carta de escala 1:50.000, compreende altitudes de mais de 1.000m nos interflúvios mais altos, no extremo nordeste da Carta, até altimetrias de cerca 400m ,no trecho jusante do vale do rio Alonzo (a oeste da carta), Figura 18 - Mapa Hipsométrico). Assim, a amplitude altimétrica atinge cerca de 700m na carta.

O DMI (Figura 18) – está associado aos basaltos da Fm Serra Geral, e, raramente aos arenitos das formações Botucatu e Pirambóia. Segundo Fortes *et al.* (*op. cit.*) predominam vertentes convexas e retilíneas com topos alongados e aplainados, conferindo um modelado suave-ondulado ao relevo, típico do Terceiro Planalto Paranaense. Esse domínio ocorre no quadrante noroeste da carta e exibe elevações acima dos 800m (Figura 18). Nesse setor, o relevo é pouco movimentado, com declividades médias entre 3 e 8% (Figura 19).

DECLIVIDADE: CARTA DE FAXINAL

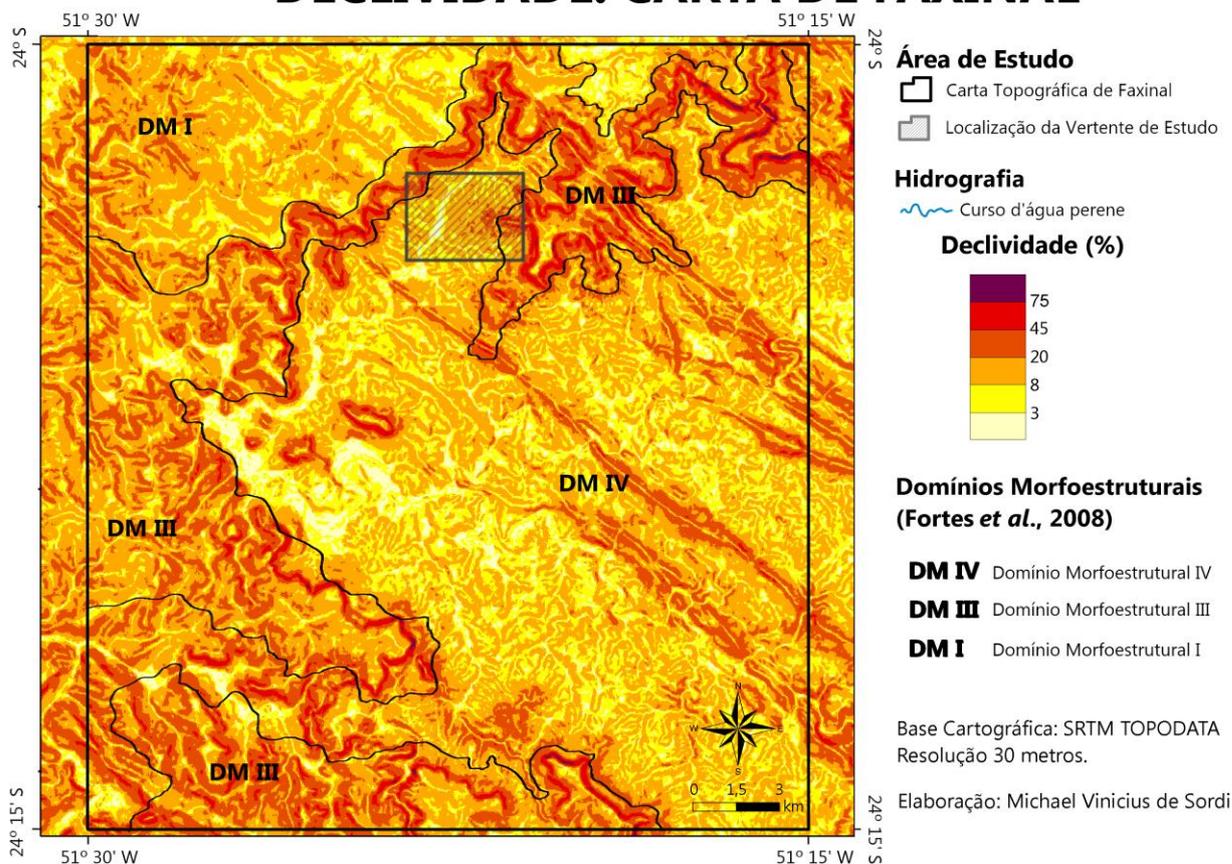


Figura 19 - Mapa clinométrico da área delimitada pela Carta Topográfica de Faxinal, contendo os domínios compartimentados por Fortes *et al.*, 2008

Nesse compartimento - DM I - os processos erosivos e gravitacionais são menos intensos, dada a maior estabilidade do substrato e a menor declividade (Figura 19). Esse compartimento possui menor densidade de drenagem e um padrão de drenagem dendrítico a sub-dendrítico (MANIERI, 2010).

O domínio DM III (Figura 18) é um compartimento de transição entre o Terceiro e o Segundo Planalto Paranaense e entre os domínios DM I e DM IV. As maiores altitudes são atribuídas a esse compartimento, que demonstra maior controle estrutural – exercido por falhas, fraturas, escarpas e diques de diabásio - e processos erosivos mais intensos.

As escarpas da Serra Geral são atribuídas a este compartimento. Estas escarpas são sustentadas por basaltos e/ou diabásios da Fm Serra Geral ou por arenitos silicificados da Fm Botucatu. Junto às escarpas ocorrem as maiores declividades da área de estudo, de até 75% (Figura 19).

Este domínio (DM III) apresenta alta densidade de drenagem e um padrão de drenagem retilíneo, com canais bem encaixados sobre falhas, fraturas e linhas de fraqueza das rochas. Os compartimentos DM III e DM IV exibem um controle estrutural mais

pronunciado, com maior densidade de lineamentos estruturais e falhas. De acordo com Manieri (2010) as falhas mais comuns são de direção NW-SE e NE-SW.

O DM IV se caracteriza por relevo mais monótono, onde afloram as argilitos, siltitos e arenitos da Fm Rio do Rasto. Nesse compartimento as vertentes são mais planas e alongadas, com uma forma em geral, convexa, formando pequenas colinas entre os canais de drenagem (Figura 20).



Figura 20 - Foto tirada a partir do dique de diabásio da vertente de estudo, com o vale do rio São Pedro em primeiro plano e as nascentes do rio São Pedro em segundo plano

Essa área corresponde ao Segundo Planalto Paranaense em si, onde a monotonia das formas contrasta com a presença de elevações residuais e áreas de enxame de diques de diabásio de direção NW-SE, aonde as declividades chegam a mais de 45%. As menores declividades, entre 0 e 3%, estão localizadas nesse compartimento e se situam ao longo dos vales do rio São Pedro (Figura 20), rio Pereira e do rio Branco e, mais marcadamente no vale do rio Alonzo, especialmente antes deste irromper a Serra Geral.

As menores altitudes também estão no DM IV, no centro e sudeste da carta, na área que corresponde ao Segundo Planalto. As altimetrias variam entre 700m, em elevações residuais associadas a diques de diabásio e outras elevações residuais, e 390m onde estão localizados os vales dos rios Alonzo, São Pedro e Pereira.

Esse compartimento geomorfológico se caracteriza por um modelado basicamente atrelado a processos de acumulação de sedimentos. Recobrimo as vertentes ocorrem coberturas superficiais rasas, com espessuras de 1 a 2m. Os depósitos demonstram uma tendência ao espessamento nas áreas próximo às baixadas ou em setores côncavos das encostas (Figura 21, 22, 23 e 24).



Figura 21 - Depósito colúvio-aluvial junto ao curso do Rio São Pedro, recobrimdo afloramento de rochas sedimentares da Fm Rio do Rasto

Foto: Fortes, 2010

Difícilmente se observa a formação de planícies de inundação ao longo do rio São Pedro. Em seu médio curso (onde se insere o perfil de estudo) o rio flui basicamente sobre soleiras da Fm Rio do Rasto (Figura 21).

O padrão de drenagem dominante nesse compartimento, é dendrítico a sub-dendrítico variando localmente para um padrão paralelo a sub-paralelo (quando associado a diques de diabásio e falhas). São mais comuns nesse setor, falhas de direção NE-SW que atuam como zonas de fraqueza estrutural que são aproveitadas pelos cursos d'água.

Para melhor representar a topografia local foi construído um perfil topográfico cortando os três compartimentos morfoestruturais citados por Fortes *et al.*, (2008): DM I; DM III e DM IV. O perfil (Fig. 22) está localizado em seção no trecho médio da bacia hidrográfica do rio São Pedro.

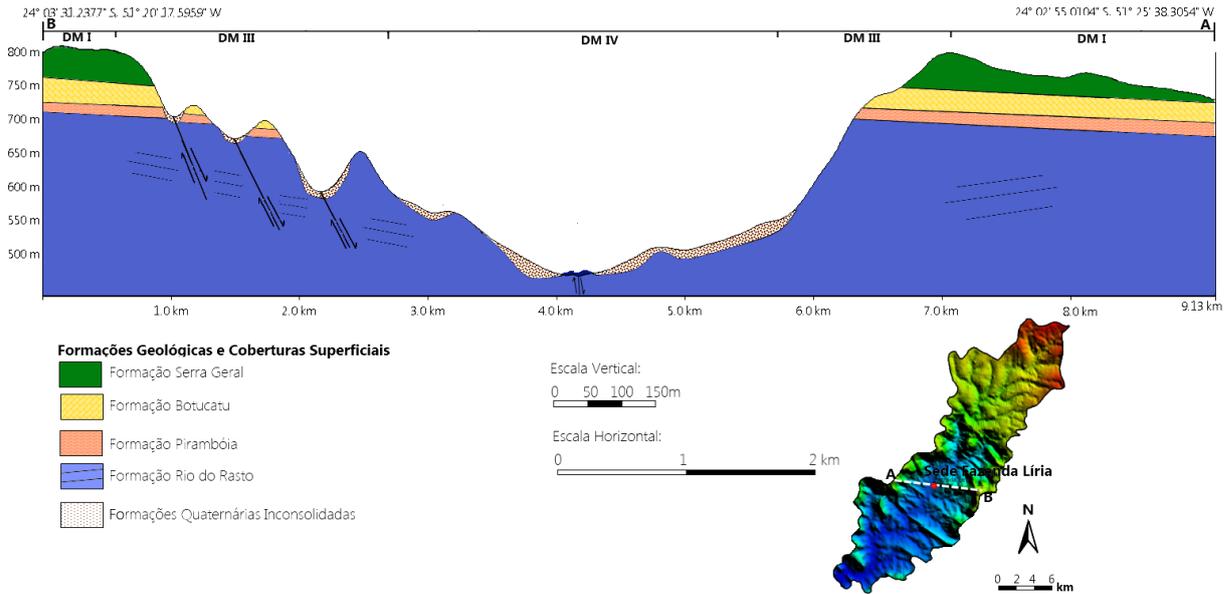


Figura 22 - Perfil morfoestratigráfico simplificado de uma seção transversal à bacia hidrográfica do rio São Pedro. Observar a sequência de falhas normais escalonadas $N20^{\circ}E10^{\circ}NW$, individualizando elevações residuais controladas por intrusões de diques de diabásio

Na vertente da margem direita, o DM I, possui abrangência significativa, se estendendo à oeste do topo, onde os litotipos predominantes são da Fm Serra Geral. Já na margem esquerda, na vertente estudada, o compartimento DM I não se encontra tão bem representado.

A transição entre os dois compartimentos é representada pelo DM III, que marca o contato entre domínios DM I e DM IV. A transição é mais abrupta na margem direita - divisor leste – ponto A do perfil da Figura 22.

Nos sopés das escarpas ocorrem depósitos de sedimentos resultantes de fluxos gravitacionais torrenciais como pode ser visualizado no perfil topo-estratigráfico da Figura 22. Os depósitos se situam, na maioria dos casos, na média-baixa encosta, onde diminui a força dos agentes erosivos e a declividade, e passa a predominar a deposição.

Na bacia hidrográfica do rio São Pedro a escarpa é seccionada pelos tributários do São Pedro – e o próprio rio São Pedro - gerando rupturas de declive (saltos) que modificam localmente o nível de base e a morfologia do canal, resultando em alterações na morfologia do relevo (Manieri, 2010), como por exemplo, no Salto São Pedro que constituiu uma queda d'água de 87m (Figura 17 e 23).

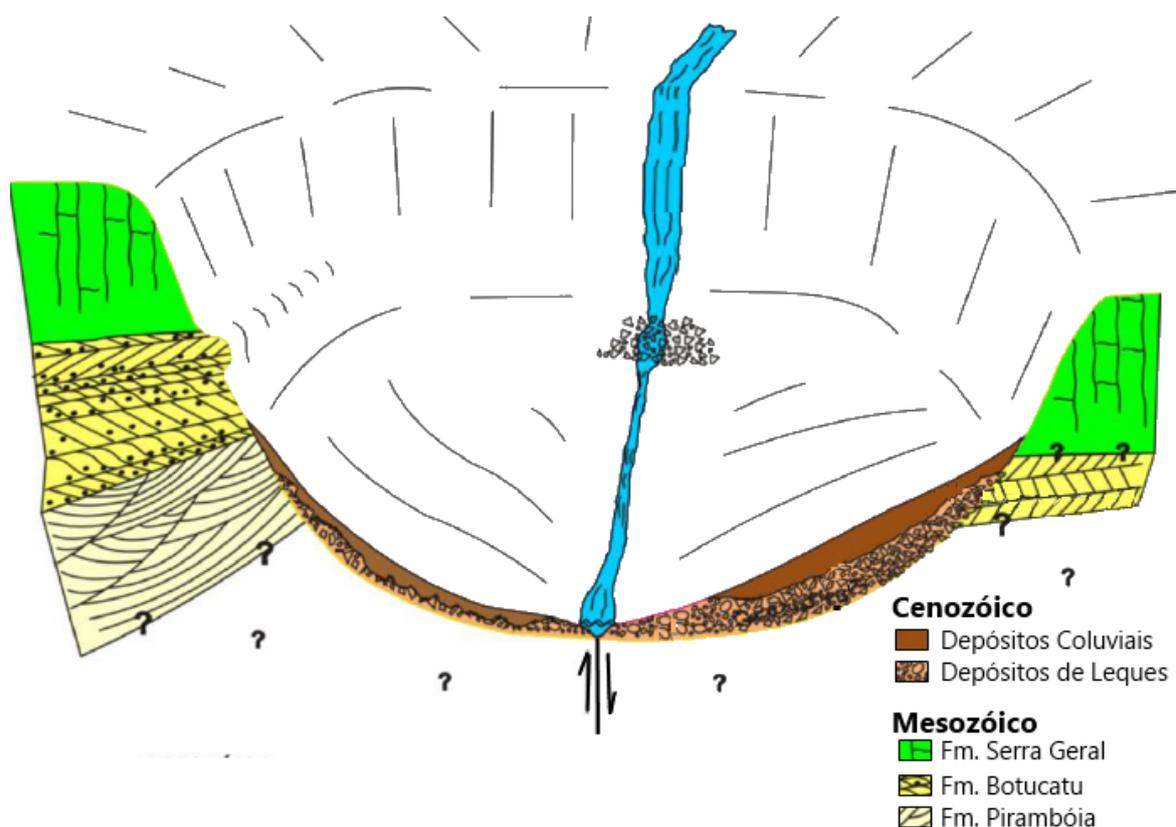


Figura 23 - Desenho esquemático representando o Salto São Pedro, localizado na transição dos compartimentos CMCB e CMSD. É importante destacar a falha sob a qual corre o rio São Pedro, de direção N36°W
Fonte: Modificado de Manieri, 2010

A característica mais conspícua da bacia hidrográfica do rio São Pedro está na forte assimetria observada entre os interflúvios e que pode ser evidenciada na seção A-B da Figura 22. O interflúvio oeste apresenta-se menos dissecado e os litotipos encontram-se mais elevados demonstrando um rejeito de falha da ordem de 13m e cuja falha encontra-se associada à calha do rio São Pedro.

O interflúvio leste encontra-se mais arrasado, com elevações residuais mantidas por diques de diabásio que se sobressaem em meio às litologias franco-arenosas da Fm Rio do Rasto. O desnivelamento das elevações é marcado por falhas normais de direção N20°E/10°NW, perpendiculares a direção geral dos diques, propiciando o seccionamento dessas estruturas e a formação dos relevos residuais.

O rotacionamento dos blocos a partir de falhas normais se reflete na morfologia escalonada das elevações e nos diferentes níveis de patamares das vertentes. Nestes últimos a erosão diferencial demonstra ter participação mais importante, com destaque para a Fm Rio do Rasto, cujas litologias formam as zonas mais deprimidas da bacia.

Para complementar a análise realizada a partir da bibliografia regional já existente (Fortes *et al.*, 2008; Manieri, 2010; Santos, 2010; Couto, 2011; Vargas, 2012), foi construído

um Mapa Geomorfológico (Figura 24) do entorno da vertente estudada. O mapa foi confeccionado a partir de imagens aéreas, conforme o procedimento descrito na metodologia.

O mapa foi construído com enfoque sobre feições erosivas e deposicionais e estruturas geológicas e geomorfológicas que influenciam a dinâmica e funcionamento das vertentes. Há uma clara diferenciação entre a área do Segundo Planalto e Terceiro Planalto, limitada às extremidades nordeste e noroeste deste mapa (Figura 24). Abaixo serão discutidas essas feições e sua gênese.

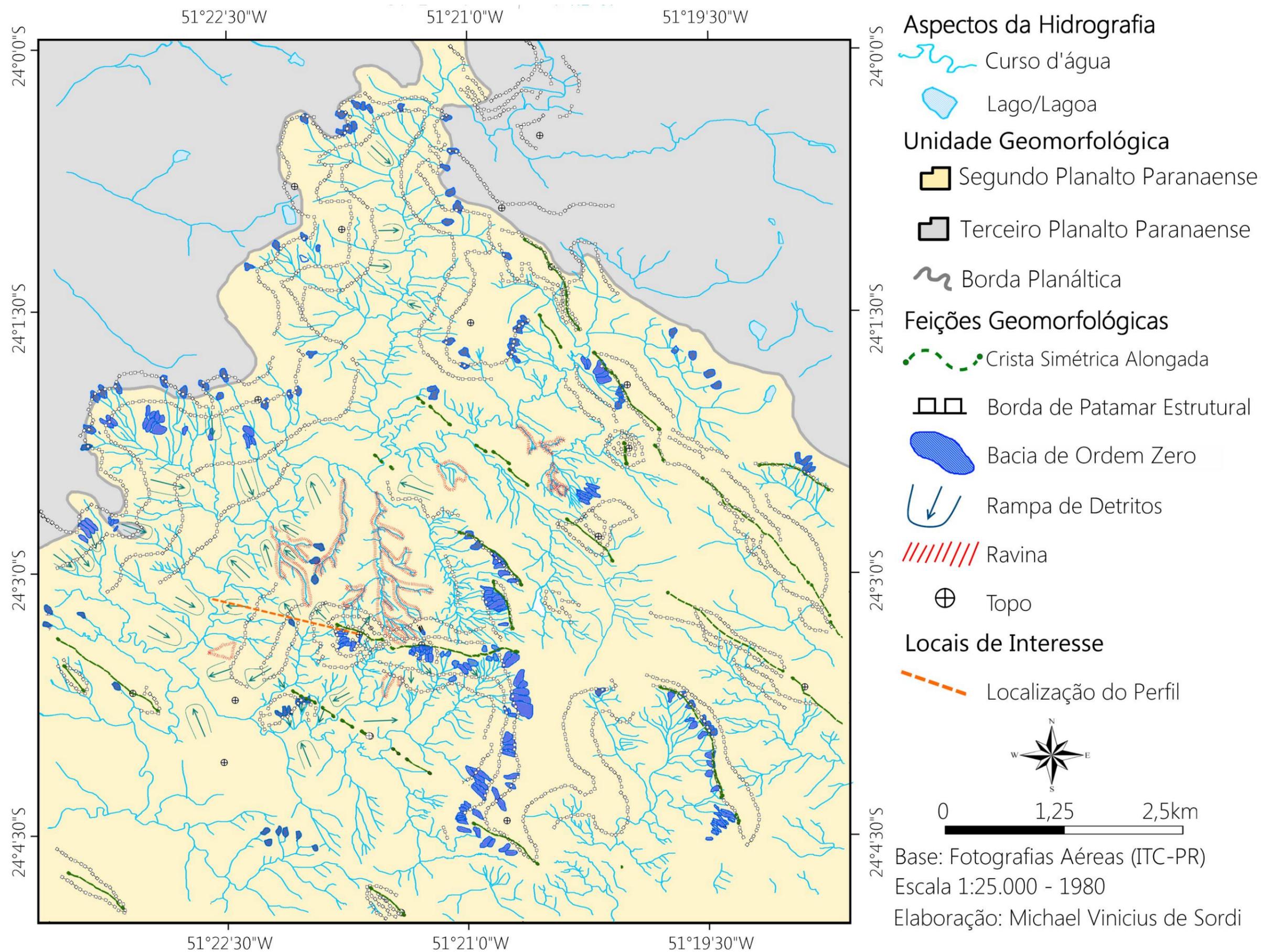


Figura 24 - Feições erosivo-deposicionais na área da Serra do Cadeado - região de Faxinal (PR). Observar o intenso processo de ravinamento na área no entorno das elevações residuais objeto desse estudo

As ravinas são feições comuns na área e têm seu desenvolvimento acelerado e intensificado devido ao uso inadequado do solo para plantio de soja e pecuária extensiva. Essas ravinas (Fig. 24 e 25A e B) ocorrem em áreas de alta declividade, com substrato friável e instável da Fm Rio do Raso. São comuns em áreas onde a cobertura superficial é representada por materiais retrabalhados por eventos de fluxos gravitacionais torrenciais. Esses materiais, quando submetidos a novos processos erosivos se mostram muito instáveis, originando feições erosivas que, em condições de ausência de cobertura vegetal e uso de solo inadequado, evoluem muito rapidamente.

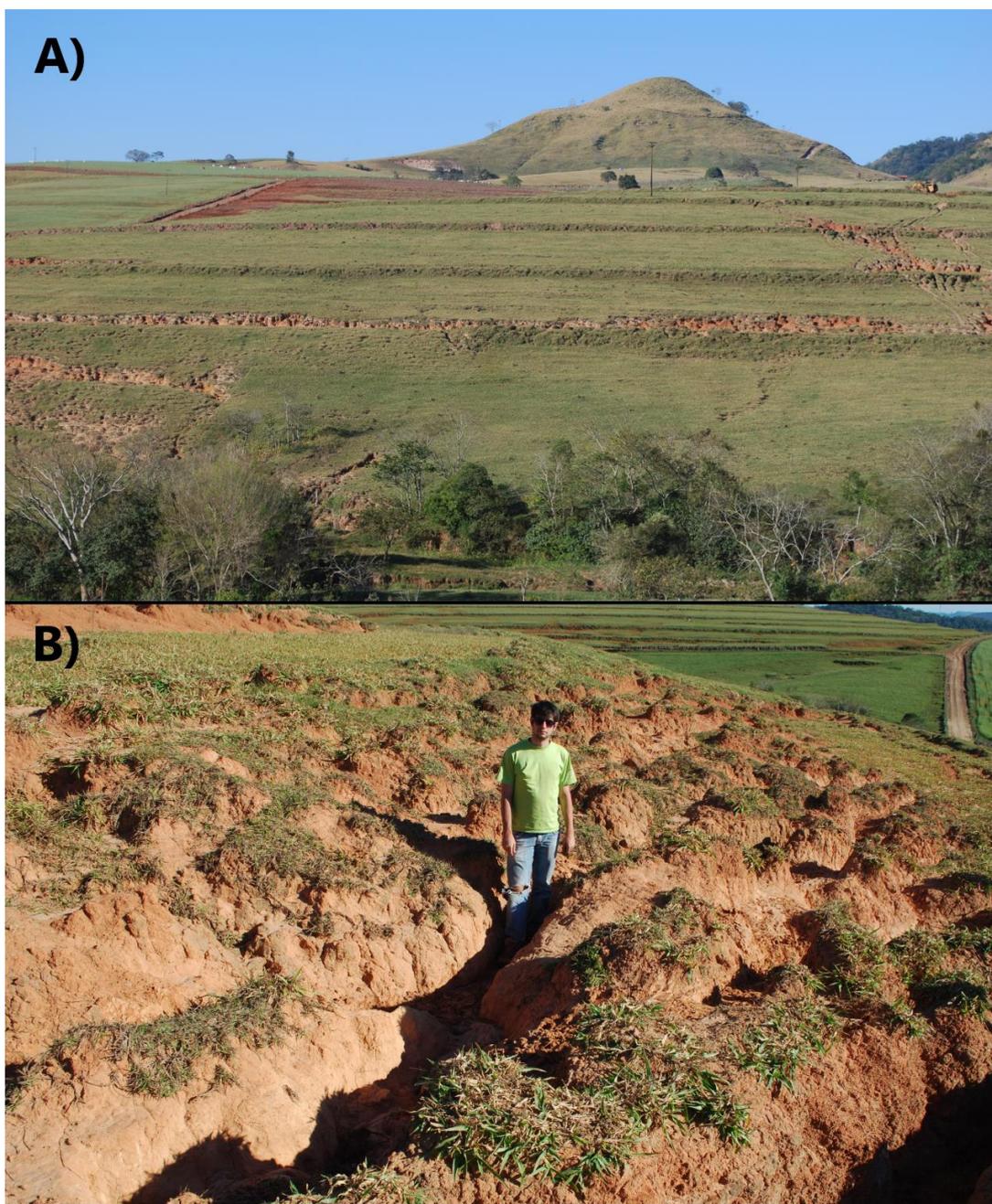


Figura 25 - Ravinas na bacia hidrográfica do rio São Pedro, à face sul da elevação. Notar a extensão das ravinas. B - Detalhe dos sulcos associados às ravinas que chegam a atingir mais de 50cm de profundidade.
Foto: Fortes, 2013

Resquícios de eventos deposicionais torrenciais antigos e outros eventos mais recentes, também associados a fluxos gravitacionais podem ser observados nos depósitos ao longo das vertentes. No mapa de feições erosivo-deposicionais, optou-se por classificar tais feições como rampas de detritos, porém outros autores classificaram essas feições como ‘leques aluviais’ (MANIERI 2010; SANTOS, 2010). As rampas de detritos formam colinas pouco amplas, convexas, limitadas pelo retrabalhamento dos cursos d’água (Fig. 26).

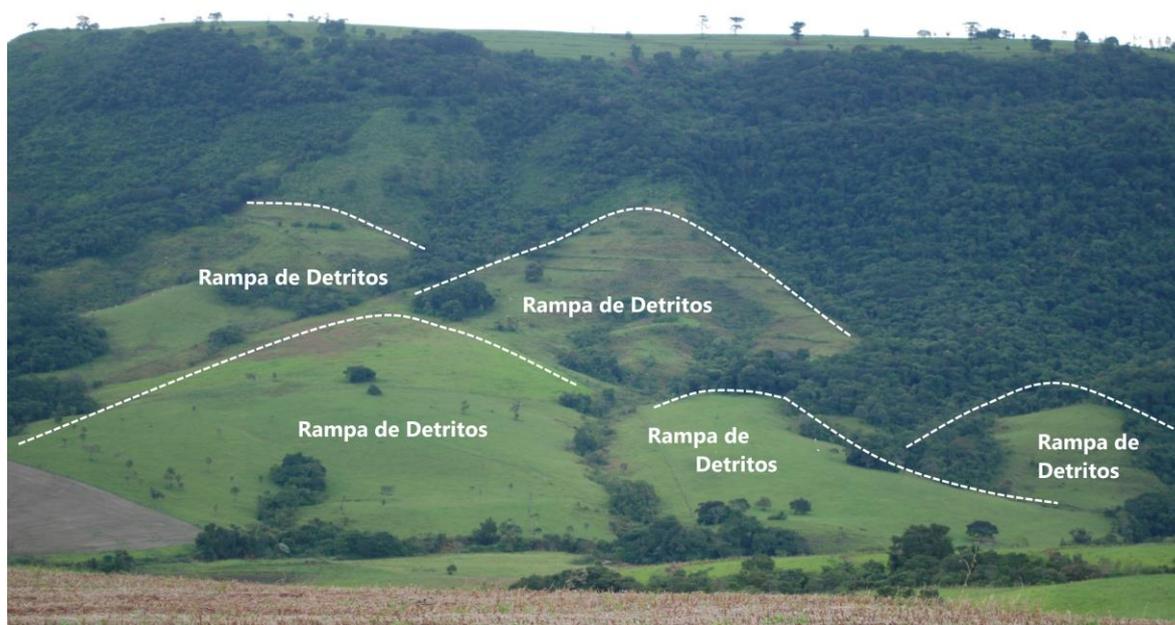


Figura 26 - Vertente adjacente ao perfil estudado, mostrando complexidade de formas e processos geomorfológicos superficiais e subsuperficiais

Observam-se na vertente do divisor da margem direita, diversos níveis de patamares - até quatro patamares (Figura 24 e 26). Devido a menor declividade sobre os patamares, algumas dessas áreas são destinadas ao uso agropecuário, de modo geral para pastagens.

Característica marcante do relevo regional, esses patamares são comuns ao longo das vertentes (Figura 27). Os patamares são limitados por rupturas de declive, as quais correspondem a falhas, áreas de fraqueza estrutural ou locais onde há contato de litotipos com diferentes graus de resistência à erosão, o que destaca a ação da erosão diferencial também na formação dos patamares.

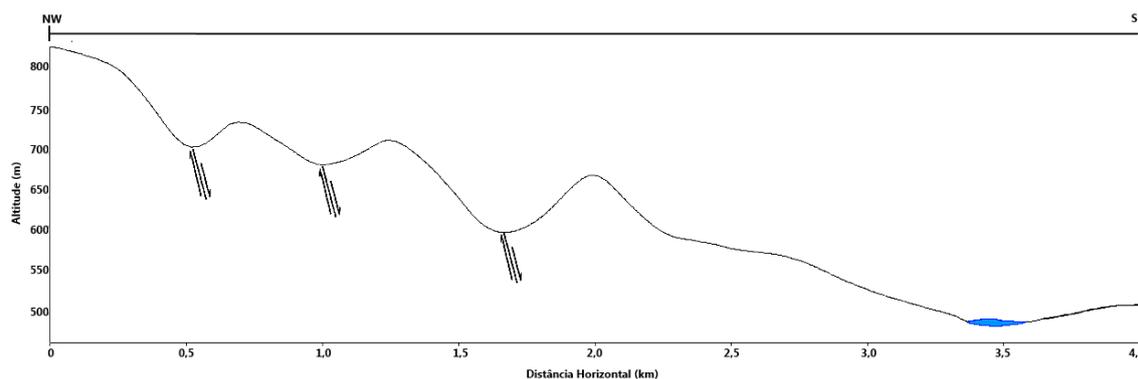


Figura 27 - Esquema dos patamares existentes na área de estudo, perfil obtido na bacia hidrográfica do rio São Pedro. Exagero do perfil = 3x

Os patamares podem formar níveis múltiplos nas encostas, às vezes exibindo ombreiras mais retilíneas, como na Figura 28, e por vezes compondo níveis de menor extensão e maior declividade. Nem sempre a origem desses patamares é a mesma, podendo resultar de complexos mecanismos de evolução, como será discutido nos próximos capítulos.



Figura 28 - Múltiplas superfícies escalonadas, em diversas cotas altimétricas. Imagem da bacia hidrográfica do córrego Marumbi.

Foto: Camolezi, 2012

Estes patamares, presentes no contexto – e na própria vertente de estudo – foram associados à paleoclimas resultando, de acordo com King (1956); Bigarella; Ab’Saber (1964); Bigarella *et al.*, (1965a e b), das alternâncias climáticas secas e úmidas. Os patamares foram estudados por Manieri (2010) e Santos (2010) que associaram esses níveis a pedimentos detríticos desnivelados tectonicamente e profundamente rebaixados por ação do intemperismo químico. Esses patamares seriam interrompidos por falhas de direção NE-SW que cortam diques de diabásio e desnivelam superfícies aplainadas (Fig. 29).

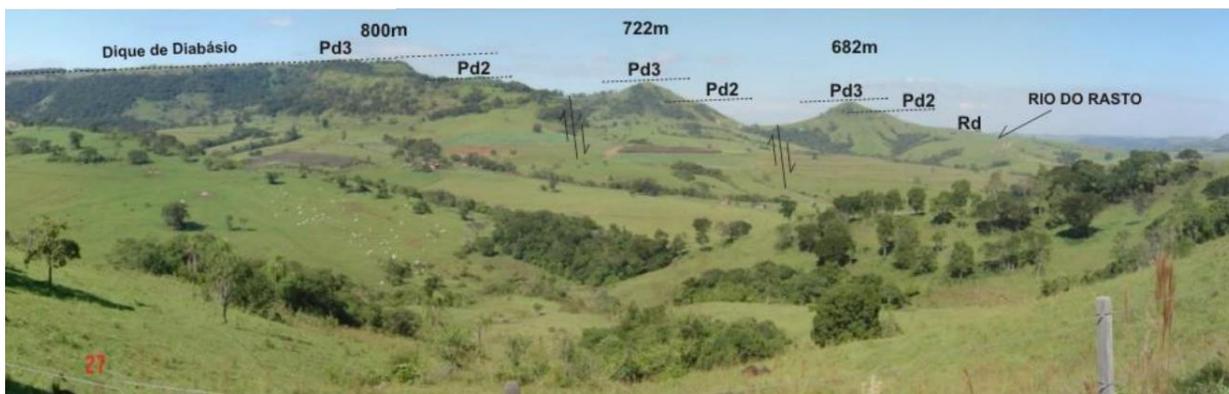


Figura 29 - Ombreiras aplainadas demarcando patamares estruturais em diferentes altitudes. Vista da bacia hidrográfica do ribeirão São Pedro. Foto: Fortes, 2010 *In*: Manieri, 2010

Na figura 29, que mostra o interflúvio da margem leste, Manieri (2010) associou áreas mais ou menos aplainadas e topos a um nível de aplanamento mais antigo e retrabalhado, consistindo diferentes pedimentos detríticos, Pd's. A sigla Rd corresponderia a coberturas detríticas associadas a leques aluvias e colúvios, correlativos das fases de aplanamento.

Outra hipótese, discutida nos capítulos seguintes, é que os patamares estariam associados a diferentes formações geológicas, as quais, em virtude dos diferentes graus de resistência a erosão apresentados, daria origem a quebras de declive nas áreas de contato, devido a ação diferencial dos agentes erosivos sobre as diferentes litologias.

Além dos patamares, rampas e ravinas, são encontrados em muitas vertentes, dois outros tipos de feições características dessa região: cabeceiras de drenagem de ordem zero, e diques de diabásio. Disso resulta um mosaico de paisagem que diferencia a área da borda planáltica das demais regiões do Estado do Paraná.

As cabeceiras de drenagem de ordem zero, também denominadas na literatura como *hollows* (Coelho Netto; Fernandes, 1990; Moura *et al.*, 1991; Moura; Mello, 1991; Mello, 1992), ocorrem em locais de alta declividade, mais comumente associadas aos patamares superiores, nos setores de média a alta vertente (Figura 24 e 30). Nesses locais o lençol freático aflora nos períodos de maior intensidade pluviométrica, intensificando a erosão remontante junto da vertente.

No caso da vertente de estudo, os afloramentos do lençol freático estão junto aos taludes dos patamares, nas partes altas da vertente, que evoluem por erosão remontante. A coalescência das bacias de ordem zero resulta na individualização dos patamares, no contato das unidades litoestratigráficas ou em áreas de diferencia resistência estrutural (Figura 30).



Figura 30 – Afloramentos de rocha na zona de *'by-passing'* da vertente estudada, identificados por círculos vermelhos. As bacias hidrográficas de ordem zero estão delimitadas pelo tracejado azul claro

Na figura 30 é possível identificar bacias de ordem zero em vários estágios de evolução. No dique à esquerda, em segundo plano, os fluxos de água intermitentes já escavaram profundamente as rochas, enquanto no dique em primeiro plano, a dissecação é menor. Algumas bacias ainda estão em estágio de desenvolvimento podendo ser notada apenas uma pequena concavidade.

A acumulação de sedimentos é maior nos patamares ou degraus. Essas áreas foram escolhidas para se construir os perfis estratigráficos 1 a 8, por diferenciar melhor os compartimentos. As áreas de maior declividade, aonde ocorrem quebras de declive, se caracterizam por ser locais de passagem de sedimentos.

As rupturas de declive, por outro lado, se caracterizam por serem zonas de passagem de sedimentos. Muitas vezes, não apresentam qualquer cobertura sedimentar e/ou pedológica, onde os sedimentos estão sendo constantemente remobilizados. São comuns afloramentos de rocha nesses setores (Figura 30).

Outra feição marcante na área de estudo são os diques de diabásio (Figura 30, 31, 32 e 33). De acordo com Strugale *et al.*, 2007 os diques estão bem marcados em rochas sedimentares das formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu (Figura 31 e 32).

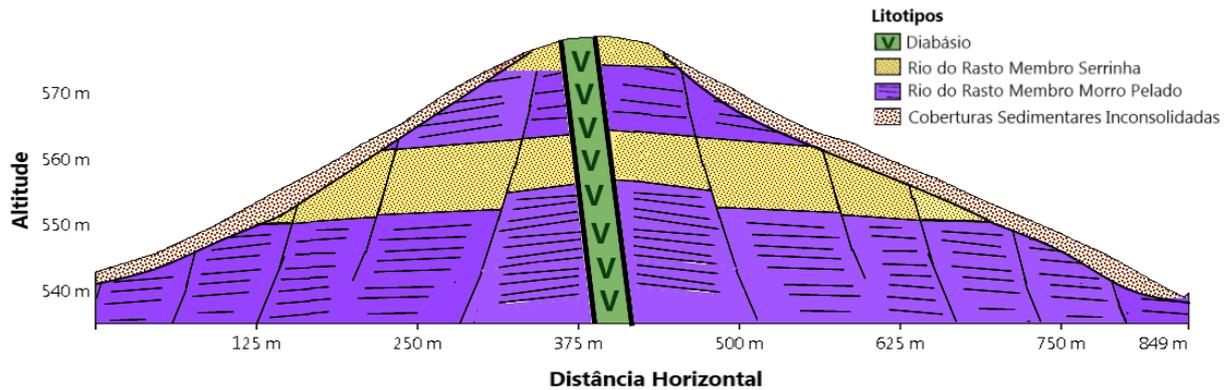


Figura 31 - Perfil topográfico transversal ao dique, mostrando sua posição discordante em relação às rochas sedimentares. O perfil localizado média vertente da encosta de estudo, obtido através do GPS Geodésico

Os diques se destacam na paisagem porque as rochas sedimentares paleozóicas circundantes são mais friáveis e menos resistentes em relação aos diabásios que compõem os diques, o que ressalta a importância da erosão diferencial (Figura 31 e 32). Devido às diferenças de resistência entre as rochas sedimentares e ígneas, comumente os diques de diabásio formam extensas cristas simétricas alinhadas (Figura 24) que se apresentam como elevações alongadas (Figura 32) de até 30km de extensão e 200m de largura.



Figura 32 - Diques de diabásio, formando extensas cristas paralelas, na bacia hidrográfica do ribeirão Laçador
Foto: Fortes, 2011

A área da borda planáltica que limita o Terceiro Planalto Paranaense à leste (Serra do Cadeado), se encontra no contexto de um enxame de diques e alinhamentos, de direção preferencial NW-SE (Figura 30, 31, 32 e 33). Esse enxame de diques está sob influência do eixo do Arco de Ponta Grossa, como já detalhado na seção 5.3.

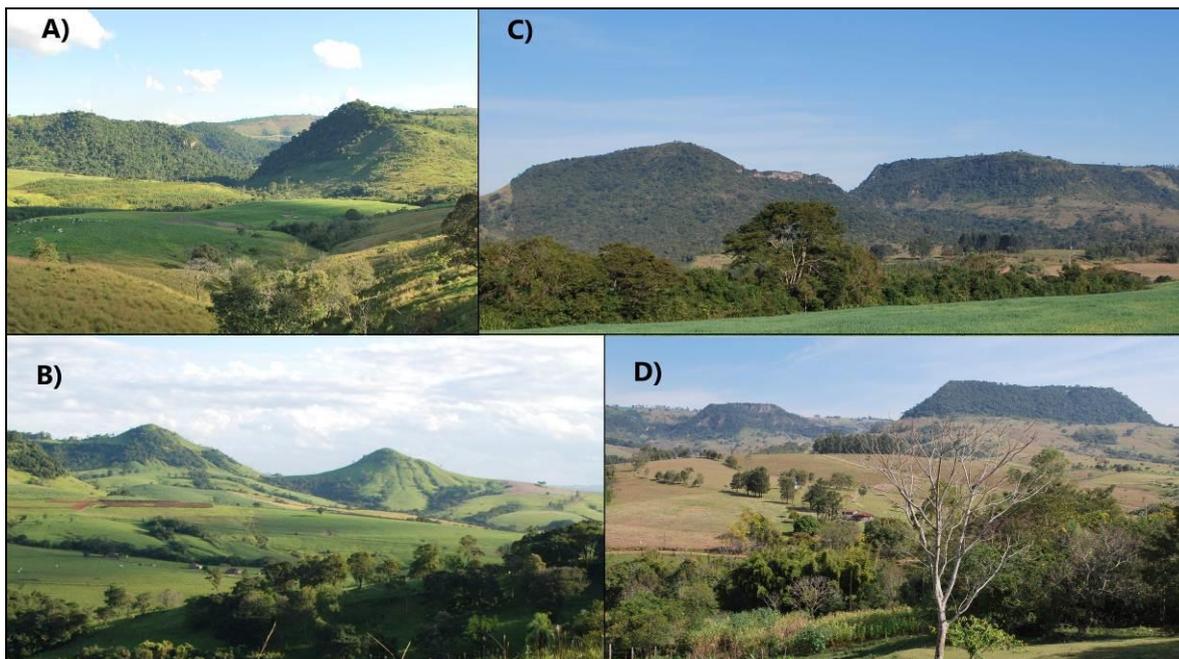


Figura 33 - Diques de diabásio em diversos locais da área do Segundo Planalto Paranaense, no norte do Estado. Nas figuras A e C podemos reconhecer diques cortados por falhas perpendiculares de direção N-S e NE-SW, marcados por vales encaixados e colos. Os diques podem formar relevos residuais (B) de aspecto piramidal, quando as falhas normais individualizam blocos escalonados. Os diques também podem formar relevos alongados de topos planos (D).

Alguns desses diques foram submetidos a longos e intensos processos erosivos e estão isolados na paisagem, formando elevações residuais (Fig. 33B). Também ocorrem diques de grande extensão cortado por falhas normais perpendiculares aos diques de diabásio, de direção NE-SW (Fig. 33A e 32C).

Essas falhas N-S e NE-SW originam capturas de drenagem, desvios de canais e avanço das cabeceiras de drenagem, constituindo as direções principais dos esforços tectônicos mais recentes, possivelmente quaternários. Esse ‘recorte’ dos diques é facilmente visualizável tanto em campo (Figura 33), quanto em produtos de sensoriamento remoto (Figura 34).

Fica ainda mais clara a diferença de resistência litológica entre as rochas do Terceiro e do Segundo Planalto Paranaense no mapa da Figura 34. No Segundo Planalto Paranaense os diques estão bem destacados, formando linhas facilmente identificáveis, enquanto que, no Terceiro Planalto Paranaense, a maior resistência dos basaltos dificulta a identificação dos diques, demonstrando que nesta unidade de relevo a erosão diferencial não tem a mesma importância.

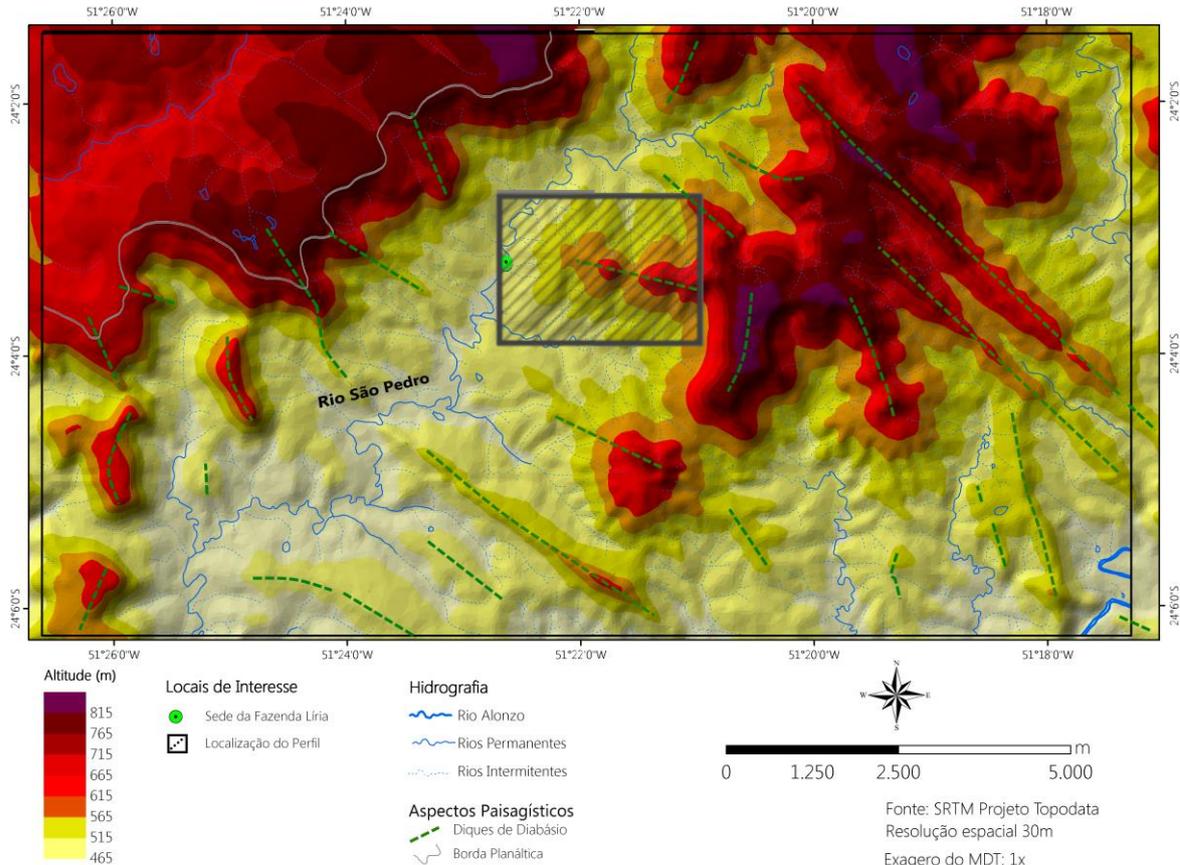


Figura 34 - Destaque para contexto da área onde se insere o perfil morfoestratigráfico do rio São Pedro. Nota-se grande quantidade de diques de diabásio e o contraste geomorfológico ao longo das vertentes e entre as vertentes do Segundo e Terceiro Planalto Paranaense (à oeste da linha cinza)

Faz parte da vertente objeto desse estudo, uma elevação residual com 690m de altitude. A elevação apresenta forma piramidal típica de *inselberg*, muito embora seu significado paleoclimático não seja objeto da presente discussão (Figura 35A).

A elevação residual se dispõe no sentido NW-SE e está vinculada a presença de dique de diabásio que conecta à outra elevação (Figuras 35B, C e D), também de formato piramidal, separados por importante falha normal de direção N-S que se prolonga pelo vale da bacia hidrográfica do rio São Pedro. Essa falha também foi responsável pela segmentação das elevações, com formação de uma zona de “colo”, que está sendo aberta por erosão por cursos de primeira ordem (Figura 35B).

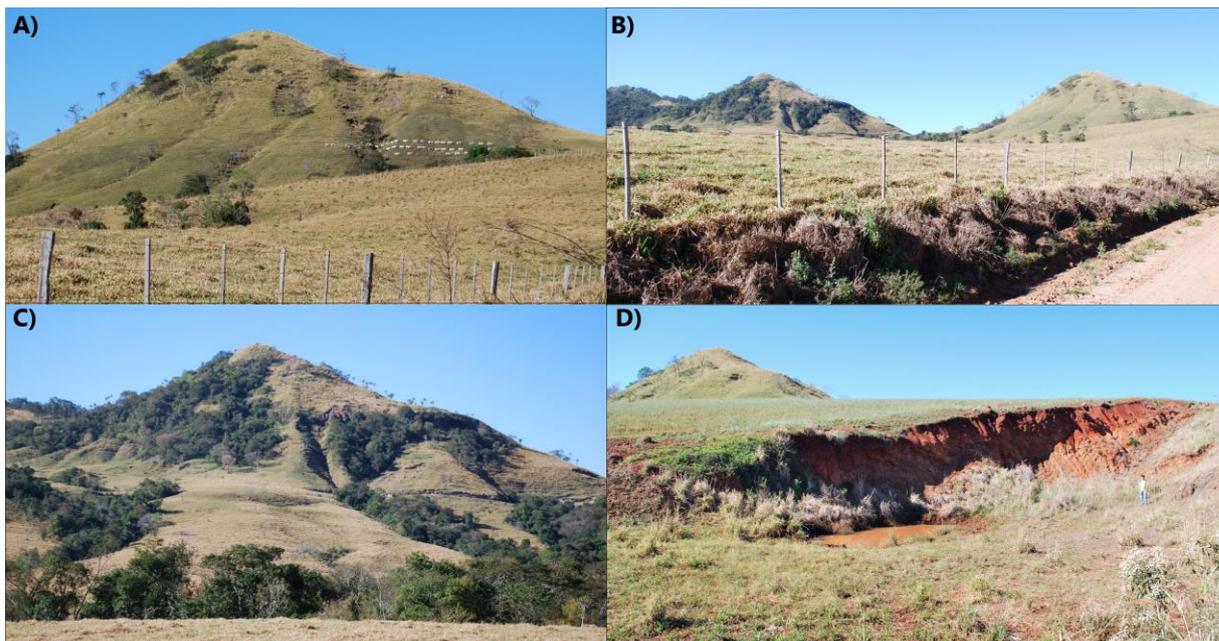


Figura 35 - Aspecto piramidal das elevações residuais presentes na bacia do rio São Pedro. A) Vista da face norte da elevação. Observar rupturas de declive associadas a patamares e vinculadas, nesse caso ao limite aproximado do contato da Fm Rio do Rasto e Pirambóia. Notar a formação de cicatrizes na vertente por canais de primeira ordem e canais intermitentes. B) Vista das duas elevações residuais separadas por zona de “colo” profunda associada a falha normal. C) Detalhe da face norte da segunda elevação. Notar o entalhe mais pronunciado das drenagens de primeira ordem, marcando um nível contínuo junto ao talude do patamar na área de cabeceira. D) Afloramento de dique de diabásio localizado na vertente frontal ao vale do rio São Pedro e disposta longitudinalmente às elevações

Foto: Edison Fortes, 2013

As duas elevações foram submetidas às mesmas condições climáticas, com processos formadores muito parecidos, já que o substrato que embasa os morros residuais é o mesmo. É nítido, nas figuras 35 A, B e C, porém, que elas exibem estágios de evolução distintos (como já previamente discutido).

No morro residual da figura 35C, os canais de primeira ordem encontram-se mais entalhados, e estão inclusive conectados a uma rede de drenagem perene. As cabeceiras desses canais de primeira ordem encontram-se niveladas formando uma ruptura de declive, bem delineada (Figura 35C).

A despeito dessas observações, é possível que a elevação que integra a vertente do presente estudo apresente um estágio de evolução mais avançado. Nesse estágio, a erosão, que se processa de forma remontante, ou seja, de jusante para montante, já teria atacado de modo muito mais efetivo a elevação residual da vertente de estudo (Figura 35A).

No morro residual da Figura 35A, os patamares já foram, em parte, destruídos. Isso poderia testemunhar o maior desgaste e a maior maturidade dessa elevação residual, em relação à elevação da Figura 35C.

Desta forma, a posição da elevação residual da figura 35A (mais próxima a frente de erosão remontante) explicaria o maior retrabalhamento das formas e a menor altitude da elevação residual da figura 35A, em detrimento daquela da figura 35C, que preserva melhor os patamares e a rede hidrográfica.

4.2 DESCRIÇÃO GRANULOMÉTRICA E FACIOLÓGICA

Foram descritos durante os trabalhos de campo, realizados em novembro de 2012, março e julho de 2013, oito perfis estratigráficos, alocados em cinco compartimentos de vertente, representados pelas setas pretas (Figura 36). Em campo foi realizada a análise faciológica (Tabela 1), buscando diferenciar as camadas a partir de estruturas sedimentares, composição, coloração e elementos biológicos ou arqueológicos. Foram também realizadas medidas dos clastos maiores e coletados materiais para realizar análises granulométricas em laboratório.

Tabela 1 - Fácies encontradas na vertente de estudo, código e significado do código traduzido

Código de Fácies	Significado (em inglês)	Tradução do significado
Gm	<i>Gravel massive</i>	Cascalho maciço
Gms	<i>Gravel massive supported</i>	Cascalho maciço suportado (pela matriz)
Sm	<i>Sand Massive</i>	Areia maciça
Sh	<i>Sand horizontal (lamination)</i>	Areia com estratificação horizontal
Sp	<i>Sand planar (crossbeds)</i>	Areia com estratificação planar
Fmg	<i>Fine (silt, clay) massive with gravel</i>	Finos (silte e argila) maciço com cascalhos
Fm	<i>Fine (silt, clay) massive</i>	Finos (silte e argila) maciço
Fr	<i>Fine (silt, clay) rootled</i>	Finos (silte e argila) com bioturbação
P	<i>Paleosoil</i>	Paleossolo

A vertente de estudo apresenta altitudes de 461,95m junto ao rio São Pedro até 690,5m na área do topo. Possui uma extensão de 1.725m, do que resulta uma amplitude de relevo de 228,55m entre a base e o topo dessa encosta, configurando um gradiente de 0,13m/m ou 130m/km, e declividade média de 13%.

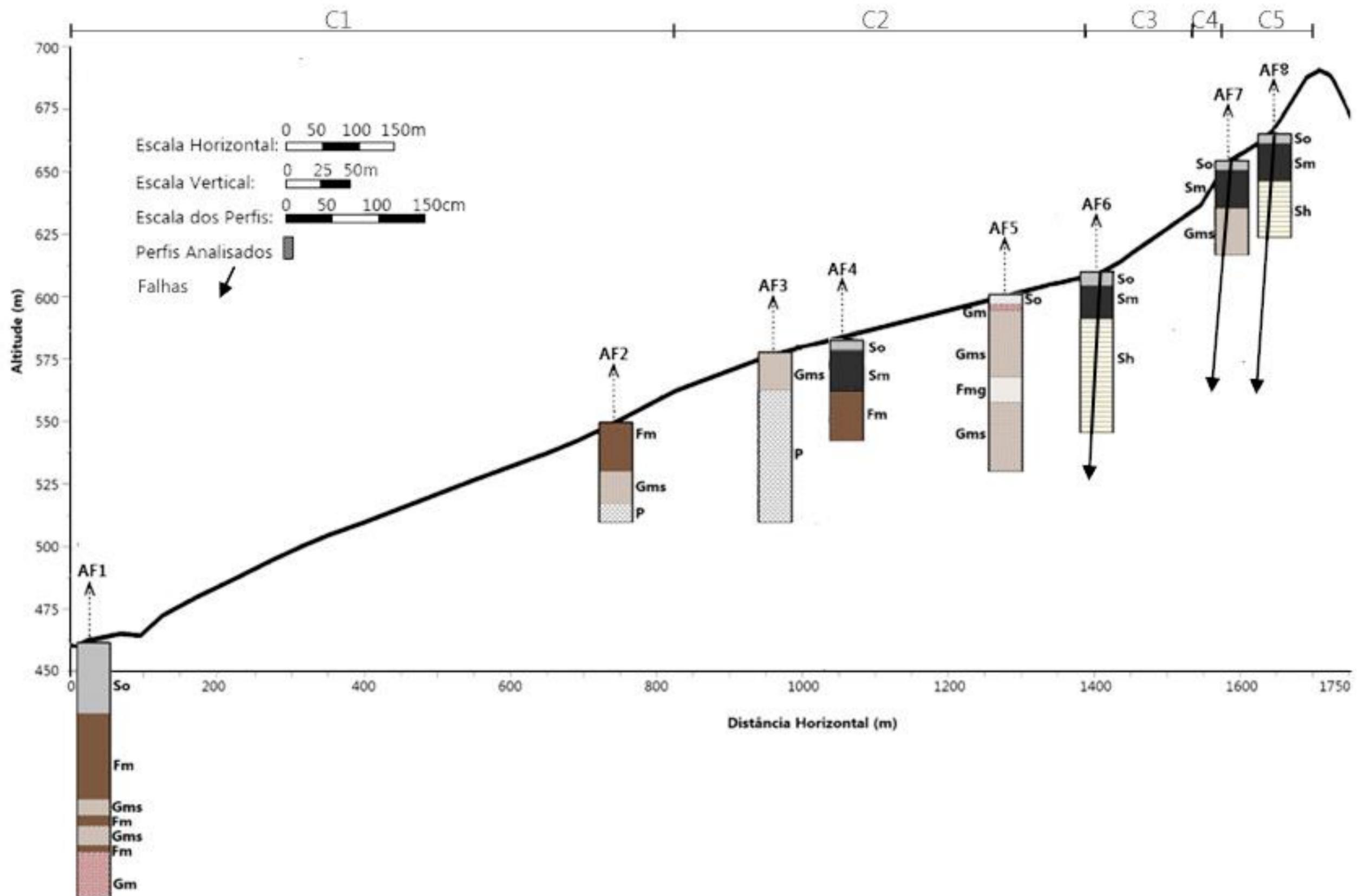


Figura 36 - Localização dos perfis descritos durante o trabalho de campo, construído a partir dos dados do GPS Geodésico. Cada perfil é representativo de um compartimento ou nível da vertente. O compartimento 1 se caracteriza pela acumulação de sedimentos, enquanto o compartimento 2 mostra clara influência do dique de diabásio, onde ocorrem também *hollows*. A presença dos *hollows* é o que caracteriza os compartimentos 3, 4 e 5

O perfil estratigráfico AF1, está localizado a 461,95m de altitude, na margem direita do rio São Pedro (margem côncava) com soleira da Formação Rio do Rasto de até 4m de largura. O rio forma corredeiras neste trecho, com largura variando entre 4 e 10m. O perfil estratigráfico apresenta 25m de largura e altura variando de 1,8 a 2,7m (Figura 37A). O depósito é formado de cascalheira polimítica sobreposta a Formação Rio do Rasto e sotoposta a depósito coluvial argiloso de cor marrom.



Figura 37 - Cascalheira na margem esquerda do rio São Pedro (A). A forte correnteza atesta a competência do canal, onde podem ser observados grandes blocos sendo transportados. Em B) detalhe do contato das fácies Gm e Gms. Em C) podem ser visualizados blocos ressedimentados no topo da fácies Gm. Em D) fraturas verticais em afloramento da Fm Rio do Rasto

O rio São Pedro está situado no compartimento inferior da vertente, o qual possui cerca de 800m de extensão (Figura 36). Constitui um dos níveis de menor declividade da vertente, com 10% de declividade média, comportando altitudes entre 461,95m e 550m, ou seja, com uma declividade de 0,10m/m ou 10m/km.

Na base ocorre afloramento da Fm Rio do Rasto, com estratificação planar, formado por siltitos e argilitos de cor roxa (10R 4/2), cinza (10R 8/12), com fraturas verticais e

subverticais formando famílias de falhas $3^{\circ}/90^{\circ}$, algumas exibindo um padrão transcorrente dextral (Figura 37D).

A fácies Gm (Figura 37B) se sobrepõe ao afloramento de rochas da Fm Rio do Rasto, em contato nítido a abrupto, constituindo uma camada de termos rudáceos, dispostos caoticamente. Esta fácies se compõe de cascalhos clasto-suportados, com matriz pouco representativa. Essa fácies tem 50cm de espessura e corresponde a 18,5% do perfil localizado na baixa vertente (Tabela 1).

No contato dessa fácies (Gm) com a camada sobreposta (Gms), notam-se blocos ressedimentados formados por blocos polimíticos de arenito, argilito e basalto (Figura 37C). Esses blocos ressedimentados formam ortoconglomerados, ou seja, conglomerados onde a matriz representa menos de 15%.

Esta fácies é caracterizada por blocos de grande porte, arredondados a alongados, retrabalhados pela ação fluvial, demonstrando arestas arredondadas e faces lisas. A fácies Gm constitui o nível de clastos de maior porte da encosta de estudo.

Tabela 2 - Análise faciológica resumida do perfil 1

Fácies	Espessura	Composição	Cor	Bioclastos
So	75	Areia-fina, silte e argila	Varia entre bruno-escura (2,5R 3/4) à bruno-escura acinzentada (10 R 3/1)	Raízes milimétricas (na base) e centimétricas (no topo) abundantes
Fm	90	Areia-fina, silte e argila	Marrom claro (7.5YR 4/6) na base, a marrom escuro (10 R 3/3), no topo	Raízes milimétricas a centimétricas, raras
Gms	19	Cascalhos imersos em matriz	Cinza (7.5 YR 4/6)	Raízes muito raras
Fm	9	Areia-fina, silte e argila	Cinza escura (7.5 YR 4/4)	Raízes muito raras
Gms	20	Cascalhos imersos em matriz	Cinza (7.5YR 3/3)	Raízes muito raras
Fm	7	Areia-fina, silte e argila	Cinza escura (7.5YR 4/4)	Raízes muito raras
Gm	50	Cascalhos Clasto-Suportados	Matriz Cinza (7.5YR 4/3)	Raízes muito raras

Ocorre variação lateral com blocos de até 50cm de diâmetro, subarredondados, alongados (Tabela 2). Não apresenta imbricação nítida, mas observa-se uma granocrêscencia descendente (Figura 37B e 38).

Tabela 3 - Seixos encontrados na fácies Gm da cascalheira (AF1 - Compartimento 1)

	Eixo Maior (mm)	Eixo Médio (mm)	Eixo Menor (mm)	Esfericidade Folk ; Ward, 1957	Arredondamento Folk ; Ward, 1957	Esfericidade (Fernandes, 2005)		Litologia
1	138	104	98	0,5	0,5	Sub-Rolado	Baixa	Serra Geral
2	139	409	42	0,3	0,7	Sub-Rolado	Baixa	Botucatu
3	63	52	41	0,5	0,7	Rolado	Alta	Serra Geral
4	104	68	39	0,5	0,5	Sub-Rolado	Alta	Serra Geral
5	42	27	22	0,5	0,5	Sub-Rolado	Baixa	Serra Geral
6	14	43	52	0,3	0,7	Sub-Rolado	Baixa	Botucatu
7	33	25	21	0,5	0,7	Rolado	Baixa	Serra Geral
8	45	15	10	0,5	0,5	Sub-Rolado	Alta	Serra Geral
9	126	92	41	0,3	0,5	Sub-Arredondado	Baixa	Serra Geral
10	149	87	55	0,5	0,5	Sub-Rolado	Baixa	Serra Geral
11	31	52	41	0,7	0,7	Sub-Rolado	Alta	Serra Geral
12	67	53	30	0,5	0,3	Sub-Arredondado	Baixa	Botucatu
13	79	76	70	0,7	0,7	Sub-Rolado	Alta	Serra Geral

A magnitude dos blocos encontrados nessa fácies atesta a competência dos fluxos torrenciais que carregaram esses materiais ao longo da vertente. A predominância da baixa esfericidade e arredondamento testemunha o transporte curto e com pouca participação de água, permitindo inferir fluxos torrenciais de alta densidade que carregavam todo tipo de material remobilizável.

A matriz, de cor cinza (7.5YR 4/3) (Figura 38), é composta por areia fina e média, com silte e argila em proporções ligeiramente menores (Tabela 3). Embora não se disponha de datações, a presença de blocos de basalto da Fm Serra Geral e de arenitos da Fm Botucatu indica uma longa história evolutiva, já que não se encontram mais testemunhos dessas formações em afloramento. Esses blocos também podem indicar processos de retrabalhamento de antigos depósitos.

A fácies sobreposta (Gms) é marcada por uma diminuição da fração cascalho (de 69,7 para 48,2%) (Tabela 3), enquanto as demais frações (areia, silte e argila) mantém uma proporção mais ou menos similar.

Tabela 4 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 1

Fração \ Fácies	Argila	Silte	Areia Fina	Areia Média	Areia Grossa	Cascalho
So	14,6%	28,3%	50,6%	5,8%	0,6%	0,1%
Fm	22,6%	19,8%	48,8%	8,2%	0,4%	0,2%
Gms	9,5%	14,9%	13,6%	9,8%	4,0%	48,2%
Gm	4,0%	7,8%	9,7%	7,3%	1,5%	69,7%

O perfil estratigráfico AF1, localizado no compartimento C1, encontra-se esquematizado na Figura 38, onde se destaca a seqüência de fácies identificadas e suas respectivas características granulométricas predominantes.

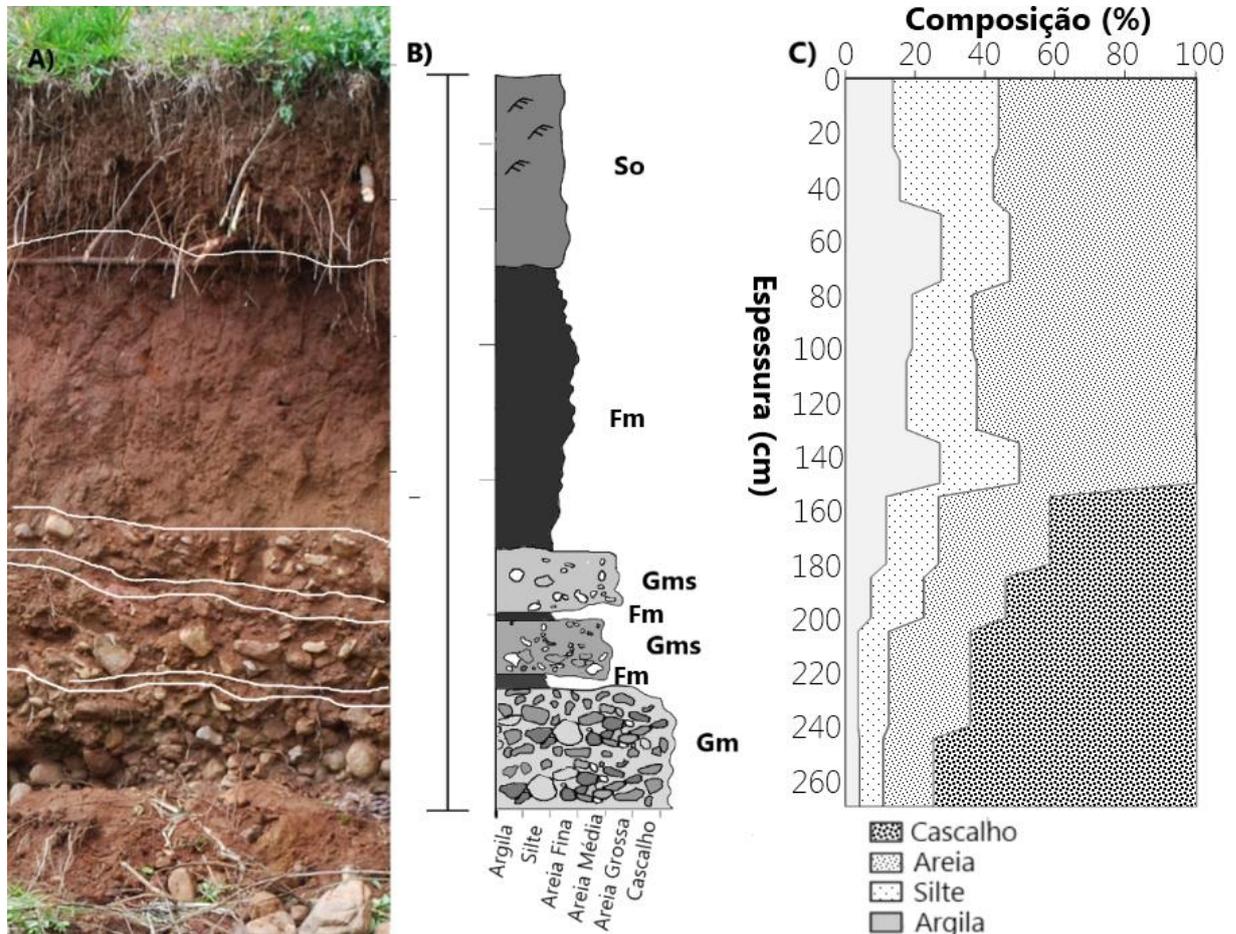


Figura 38 - Perfil descrito na margem do rio São Pedro (A). Em (B) estão sumarizadas as fácies que compõe o afloramento, enquanto em (C) se dispõe as distribuições das frações granulométricas

Intercalando os termos mais grosseiros ocorrem lentes compostas por materiais mais finos, da fácies Fm. As lentes de intercalação possuem espessura entre 7cm e 9cm de espessura. Essa fácies se localiza na transição das fácies Gm e Gms e no interior da fácies Gms. Essas intercalações são constituídas de areia média e fina e argila, de coloração cinza escura (7.5YR 4/4) mal selecionadas, com grânulos de até 5mm.

O contato com o nível sobreposto, Gms, é transicional. A seleção dos sedimentos é muito pobre, com materiais de várias granulometrias, ou seja, de composição polimodal. Ao todo a fácies está presente em 39cm do perfil, o que corresponde a 14,4% do total do depósito AF1.

A fácies Gms corresponde ao topo do depósito rudáceo. Neste nível ocorre aumento da proporção de matriz (de 30,3% na fácies basal Gm, para 51,8% na fácies Gms) (Tabela 3), composta de areias finas e muito finas a argilas, com cor marrom, variando entre 7.5YR 3/3,

na base a 7.5YR 4/6, no topo (Figura 38). A matriz possui seleção extremamente pobre, polimodal.

O tamanho dos clastos nesse nível diminui, e a fração grosseira é representada por seixos de basalto arredondados a angulosos, bem alterados, e arenitos arredondados e subarredondados, achatados e discóides. Também são observados fragmentos milimétricos de siltitos da Formação Rio do Rasto. Os seixos, especialmente os de menor tamanho apresentam faces lisas, porém têm arestas angulosas, pouco arredondadas (tabela 4). Os cascalhos apresentam imbricação para sudeste (SE), indicando um paleofluxo no sentido da vertente.

Tabela 5 - Seixos encontrados na fácies Gms da cascalheira do perfil 1

	Eixo Maior (mm)	Eixo Médio (mm)	Eixo Menor (mm)	Esfericidade Folk ; Ward, 1957	Arredondamento Folk ; Ward, 1957	Esfericidade (Fernandes, 2005)		Litologia
1	55	29	13	0,3	0,5	Sub-Arredondado	Baixa	Botucatu
2	22	15	10	0,3	0,7	Sub-Arredondado	Baixa	Botucatu
3	66	37	79	0,5	0,7	Rolado	Baixa	Rio do Rasto
4	29	27	35	0,9	0,7	Rolado	Alta	Serra Geral
5	26	20	22	0,7	0,3	Sub-Angular	Alta	Serra Geral
6	30	20	22	0,7	0,9	Rolado	Alta	Botucatu
7	22	25	37	0,5	0,3	Sub-Angular	Baixa	Rio do Rasto
8	30	14	16	0,5	0,5	Sub-Rolado	Baixa	Botucatu
9	25	15	17	0,5	0,3	Sub-Angular	Baixa	Serra Geral
10	18	10	14	0,7	0,3	Sub-Angular	Alta	Serra Geral
11	17	10	12	0,7	0,3	Sub-Angular	Alta	Serra Geral
12	12	10	11	0,7	0,3	Sub-Angular	Alta	Botucatu
13	23	15	16	0,7	0,5	Sub-Rolado	Alta	Rio do Rasto
14	23	11	16	0,5	0,3	Sub-Angular	Alta	Serra Geral
15	20	15	17	0,7	0,3	Sub-Rolado	Alta	Serra Geral
16	70	60	40	0,9	0,5	Sub-Rolado	Alta	Quartzo
17	22	20	16	0,7	0,7	Sub-Rolado	Alta	Calcedônia
18	125	95	57	0,5	0,3	Sub-Angular	Alta	Serra Geral
19	64	48	39	0,9	0,5	Sub-Rolado	Alta	Botucatu
20	155	107	100	0,5	0,7	Sub-Rolado	Baixa	Serra Geral
21	58	33	55	0,7	0,9	Bem Rolado	Baixa	Botucatu
22	41	14	20	0,7	0,7	Sub-Rolado	Baixa	Botucatu
23	42	32	21	0,7	0,3	Sub-Rolado	Baixa	Serra Geral
24	43	18	22	0,5	0,5	Rolado	Baixa	Serra Geral
25	30	18	27	0,7	0,7	Rolado	Baixa	Botucatu
26	16	19	15	0,7	0,9	Rolado	Alta	Serra Gral
27	25	12	21	0,5	0,3	Sub-Angular	Baixa	Rio do Rasto
28	27	6	15	0,3	0,7	Sub-Rolado	Baixa	Serra Geral
29	21	12	15	0,5	0,7	Sub-Rolado	Alta	Serra Geral
30	20	10	11	0,3	0,5	Sub-Angular	Baixa	Rio do Rasto
31	18	8	14	0,5	0,5	Sub-Angular	Baixa	Serra Geral

O contato com a fácies Fm, sobreposta, é nítido, abrupto e regular. A fácies Fm não possui estratificação se apresentando como uma camada maciça. Compõe um pacote de 105cm, 39% do depósito, se constitui na fácies mais representativa do depósito à margem do rio São Pedro. Os termos da fração cascalho são praticamente inexistentes e estão representados por pequenos grânulos de quartzo, calcedônia e mais raramente basalto.

As fácies superficiais são formadas principalmente por areia fina (Tabela 3). O silte ocorre em maior proporção na fácies So (28,3%). A argila, por sua vez, se concentra na fácies Fm, enquanto as frações mais grosseiras (cascalho e areia grossa) não são representativas nas fácies Fm e So (Tabela 3).

A fácies Fm é formada majoritariamente de areias. A argila varia entre 27,3% no topo da camada e 17,4% na parte inferior, com média de 22,6% (Tabela 3). O silte também é representativo, totalizando 19,8% do total da amostra. Apresenta seleção muito pobre, bimodal.

A coloração varia de marrom claro (7.5YR 4/6) na base, a marrom escuro (10 R 3/3), no topo. Não apresenta mosqueamentos. São visíveis pontos brilhantes, associados a fragmentos de quartzo.

As raízes, milimétricas, são raras na base, porém aumentam em densidade em direção ao topo da camada. Também são visíveis pedotúbulos vegetais, alongados, milimétricos. O contato com os níveis superior e inferior é transicional.

A fácies So sobreposta se diferencia das demais pela presença abundante de raízes de gramíneas e arbustos milimétricos a centimétricos e pedotúbulos vegetais e animais. Essa fácies representa o nível superficial do depósito e corresponde à 26% da espessura total.

O nível So é composto por material areno-argiloso, com predomínio de areias finas e muito finas, que representam mais de 50% da composição da fácies. Os termos silticos e argilosos são bem representativos, com a porcentagem de silte correspondendo à 28,3% do total na topo da camada.

A coloração varia entre bruno-escura (2.5R 3/4) a bruno-escura acinzentada (10 R 3/1). Possui estrutura maciça, friável, em contato transicional com a camada inferior (Figura 34).

O aumento significativo da presença de areia e silte indicam a redução da participação das litologias associadas a Fm Serra Geral. A seleção pobre, principalmente da fácies Fm e So (Figura 38) é um bom indicativo de fluxo gravitacional, associado ao transporte de partículas finas.

O perfil AF2 está localizado no primeiro patamar (Figura 36), à 547,4m de altitude, no mesmo compartimento em que se encontra o perfil AF1. Ocupa uma posição de média a média-baixa encosta.

Esse patamar se caracteriza por apresentar forma convexa. Possui cerca de 800m de extensão, é o mais longo da vertente (Figura 36). Tem uma inclinação média de 10,7%, comportando altitudes entre 462 e 550m, ou seja, com uma declividade de 0,1 m/m ou 107 m/km.

Ao longo de todo esse setor, os depósitos superficiais se encontram embasados por rochas da Fm Rio do Rasto. Na tabela 5 (abaixo) são apresentadas as características das fácies presentes neste perfil.

Tabela 6 - Análise faciológica resumida do perfil 2

Fácies	Espessura	Composição	Cor	Bioclastos
Fm	50	Areia-fina, silte e argila	Bruno-Escura (2.5 YR 3/3)	Raízes milimétricas (na base) e centimétricas (no topo)
Gms	36	Areia-fina, silte e argila com cascalho	Bruno-Escura (2.5 YR 4/4) com mosqueamentos escuros (Gley 2 2,5/5B)	Raízes milimétricas a centimétricas, raras
P	20	Areia-fina, silte e argila	Bruno-Avermelhada (10 R 4/8)	Raízes milimétricas a centimétricas, raras

No local, afloram rochas da Formação Rio do Rasto (Figura 39) de textura franco-arenosa, com cores que variam desde tons roxo-avermelhados (10R 3/4), cinzas claros (10YR 5/6), vermelhos claros (2.5 YR 5/8) a tons amarelados resultantes da alteração das rochas (2.5 Y 6/8). Podem ser visualizados sistemas de juntas, de direção 32°/90° e 315°/80° NE.

Possui contato nítido com o nível superior, porém irregular. Muitas fraturas na Fm Rio do Rasto apresentam-se preenchidas com material fino marrom avermelhado (10R 3/6) proveniente do nível superior. As fraturas apresentam larguras variando entre 10 e 20mm.

Este afloramento se compõe de três fácies, sendo que a fácies P compõe a base do perfil e a camada intermediária é representada pela fácies Gms, sendo identificada a fácies Fm no topo do perfil. O afloramento possui cerca de 100cm (Figura 39).

A fácies P compõe a base do perfil e é formada por uma mistura quase que equivalente de areias, principalmente areia fina, e lamias (somatório das porcentagens de argila e silte), com predominância das lamias (55%) (Tabela 6).

No topo ocorre uma camada de sedimentos finos, sem estruturas sedimentares distinguíveis, maciça. Trata-se de um nível bimodal, com seleção muito pobre. A diferenciação entre o topo e a base desta fácies pode ser visualizada no perfil estratigráfico (Figura 39).

Tabela 7 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 2

Fração	Argila	Silte	Areia Fina	Areia Média	Areia Grossa	Cascalho
Fm	13,1%	29,3%	53,2%	2,7%	0,4%	1,4%
Gms	11,7%	19,0%	37,2%	1,9%	0,1%	30,0%
P	20,9%	33,5%	43,3%	1,4%	0,4%	0,5%

A fácies Gms representa um incremento dos materiais rudáceos. Esta camada possui 36cm de espessura, o que representa 1/3 do perfil 2 (33%), e é composta por 30% de cascalho, enquanto a matriz acompanha a característica da fácies Fm, com predomínio da fração areia fina.

Os cascalhos nessa camada se apresentam, em sua maioria, angulosos à subangulosos, o que leva a inferir um retrabalhamento pequeno, sugerindo um transporte curto e rápido, associado a fluxos torrenciais (Tabela 7). Alguns blocos apresentam nítida imbricação no sentido da vertente (Figura 39).

Tabela 8 - Seixos encontrados na fácies Gms do perfil 2

Seixos	Eixo Maior (mm)	Eixo Médio (mm)	Eixo Menor (mm)	Esfericidade Folk ; Ward, 1957	Arredondamento Folk ; Ward, 1957	Esfericidade (Fernandes, 2005)		Litologia
1	20	24	36	0,5	0,1	Angular	Baixa	Fm Botucatu
2	50	45	40	0,9	0,3	Sub-angular	Alta	Fm Botucatu
3	22	53	45	0,3	0,1	Angular	Baixa	Fm Botucatu
4	26	53	20	0,7	0,1	Sub-angular	Baixa	Fm Botucatu
5	27	20	23	0,5	0,5	Angular	Alta	Fm Botucatu
6	8	28	13	0,5	0,1	Angular	Baixa	Fm Botucatu
7	18	35	10	0,7	0,5	Sub-angular	Baixa	Fm Botucatu
8	26	20	17	0,3	0,7	Sub-angular	Alta	Fm Botucatu
9	15	25	12	0,5	0,1	Sub-Rolado	Baixa	Fm Botucatu
10	13	10	12	0,7	0,5	Angular	Baixa	Fm Botucatu

Ocorrem blocos de siltito e arenito da Fm Rio do Rasto de até 25 cm de diâmetro, com resistência variável, alguns já bem alterados pelo intemperismo. Os blocos são menores e menos retrabalhados do que aqueles encontrados no afloramento 1.

A matriz é areno-argilosa, de cor marrom clara (2.5 YR 4/4) com pequenas manchas escuras (Gley 2 2.5/5B) (Figura 39) provenientes da alteração da Fm Rio do Rasto. Tem

composição trimodal, devido a presença de cascalhos, demonstrando seleção extremamente pobre nesta camada. Possui raízes milimétricas abundantes.

A fácies Fm que corresponde ao topo do perfil mostra um pequeno aumento das areias (56%) e diminuição da lama (43%) em relação à fácies basal (P). Nessa fácies a quantidade de cascalhos é muito pequena, não ultrapassando os 2%. A existência da fácies compostas por finos no topo e base reforça a idéia de diferentes pulsos de fluxos de detritos responsáveis pela deposição destes materiais.

O perfil estratigráfico 2, localizado no segundo patamar, encontra-se esquematizado na Figura 39. Destaca-se a seqüência de fácies identificadas e suas respectivas características granulométricas dominantes.

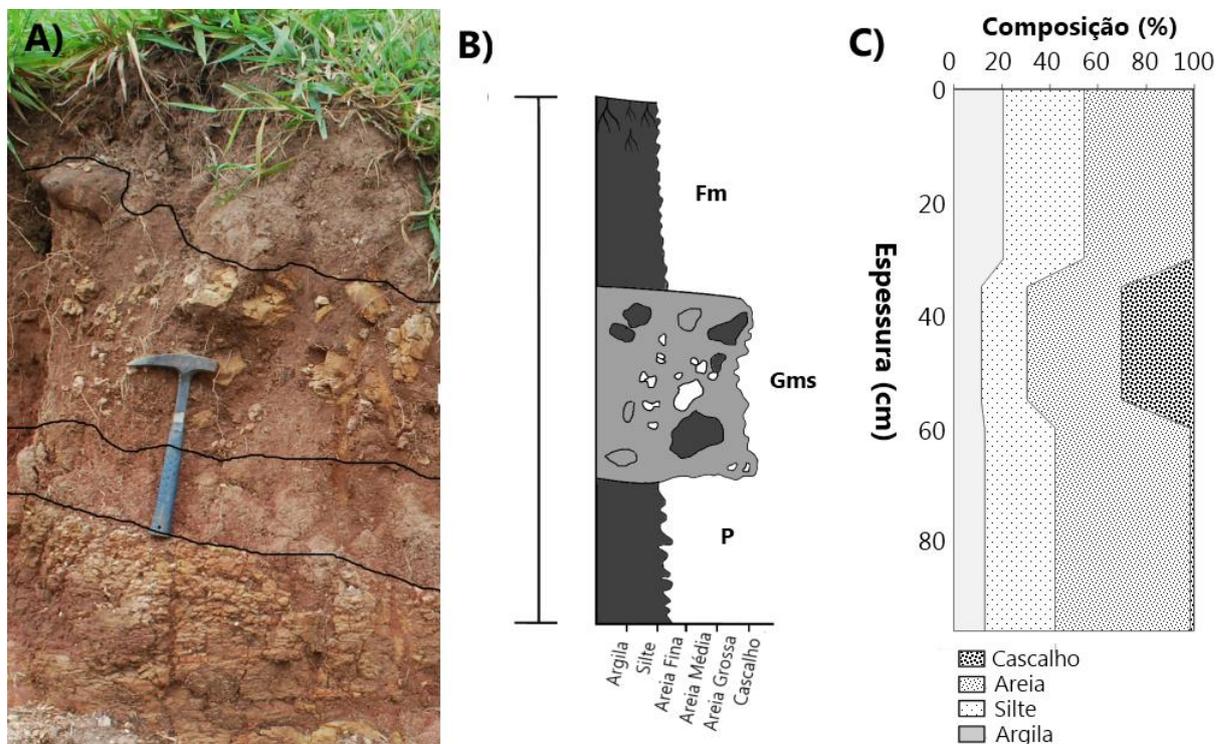


Figura 39 - Perfil situado no segundo patamar, da média-baixa encosta(A). Em (B) estão resumidas as fácies do perfil, enquanto em (C) está a distribuição granulométrica

O perfil AF3 localiza-se 587,4m acima do nível médio do mar. Está posicionado no compartimento 2, na média vertente (Figura 36). Esse compartimento se estende por 580m, com elevação entre 565 e 605m de altitude acima do nível do mar. A declividade média é de 6,9%, com decaimento de 0,069m/m ou 69m/km.

É o compartimento com menor declividade, e apresenta uma transição, entre o setor convexo e o setor côncavo da vertente. Apresenta forma côncavo-convexa. O afloramento está situado no eixo do dique de diabásio, que embasa este perfil, como retratado na figura 31.

Os diabásios encontram-se em vias de alteração apresentando juntas de resfriamento de direção 18°/28° NW e 35°/44° NE formando sistemas de juntas onde é visível o processo de esfoliação esferoidal típica. Algumas dessas juntas encontram-se preenchidas por arenito silicificado avermelhado, de até 2cm de espessura.

Devido a diferenciação litológica, o perfil AF3 possui características bem diferentes dos outros afloramentos desta vertente, especialmente em função da composição granulométrica e química dessas rochas. Como resultado tem-se um pacote extremamente argiloso.

Este perfil de 180cm de espessura foi subdividido 2 fácies, que constituem 3 níveis diferentes (Figura 40). Na tabela 8 se encontram resumidas as características das fácies presentes no afloramento.

Tabela 9 - Análise Faciológica resumida do Afloramento 3

Fácies	Espessura	Composição	Cor	Bioclastos
Gms	40	Cascalho Matriz-Suportado	Matriz avermelhada (10R 3/4) com arenito vermelho escuro (5 RP 2/2m) e basaltos (N5 Medium Gray)	Raízes milimétricas (na base) e centimétricas (no topo) raras
P	140	Argila levemente Siltosa	Avermelhada (10 R ¾)	Raízes milimétricas a centimétricas raras

No nível basal predominam partículas finas resultantes da alteração dos diabásios. Os primeiros 60 cm são constituídos por material extremamente argiloso (mais de 70% de argila), com 23% de silte e 6% de areia (Tabela 9). Entre 60 e 140cm nota-se um incremento da fração areia, provavelmente associada a presença de arenitos da formação Botucatu na superfície durante o extravasamento e resfriamento das lavas.

Tabela 10 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 3

Fração \ Fácies	Argila	Silte	Areia Fina	Areia Média	Areia Grossa	Cascalho
Gms	20,4%	7,5%	3,2%	0,4%	0,2%	68,3%
P ₂	57,2%	23,6%	14,5%	1,8%	1,2%	1,8%
P ₁	70,4%	23,0%	5,7%	0,6%	0,3%	0,0%

A similaridade na porcentagem de argila desses dois níveis permite os associar a fácies P. Essa fácies se caracteriza por um horizonte lamoso, de cor avermelhada, sem presença de raízes, ou qualquer outro tipo de bioturbação. Representa 78% do perfil, praticamente ¾ do total.

O nível superficial é representado por um pacote de 40cm de blocos polimíticos, de basalto e arenito (Figura 40). São blocos de grande porte, de 20 até 100cm de diâmetro, angulosos a sub-arredondados.

Esse nível constitui a fácies Gms, que apresenta além de blocos maiores, fragmentos centimétricos e milimétricos de calcedônia e quartzo (Fig. 40). A fração cascalho que envolve os blocos, seixos e matacões corresponde a quase 70% da composição desta camada.

A matriz da fácies Gms possui composição semelhante à encontrada nos níveis inferiores (fácies P), e é constituída principalmente por argila e secundariamente silte e areia fina (Tabela 8).

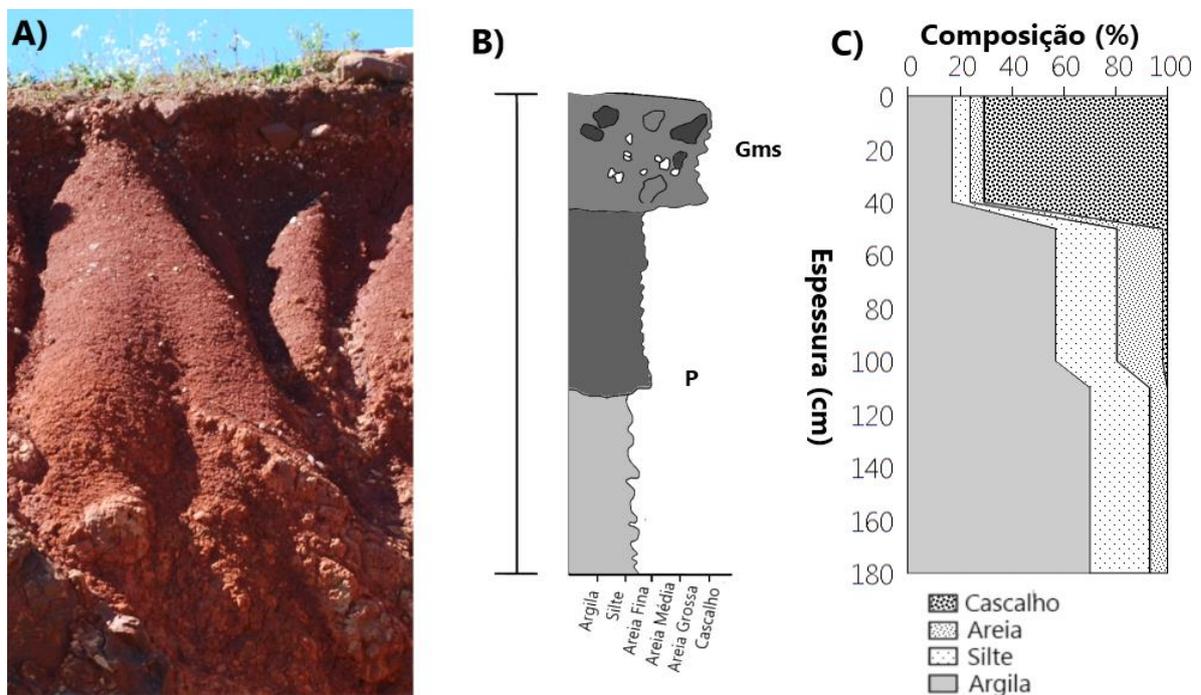


Figura 40 – Afloramento de 1,8m junto a pedreira abandonado, acompanhando o eixo do dique de diabásio (A). Em B) a análise das fácies presentes e em C) a granulometria do depósito

A gradação inversa observada nesse perfil permite inferir processos de fluxo de massa de alta densidade recorrentes durante o processo evolutivo da vertente. A característica predominantemente argilosa e mal selecionada da base indica uma possível alteração *in situ* dos materiais, sem transporte.

O perfil AF4, está localizado no terceiro patamar da encosta, à média vertente, a uma altitude de 576,2m (Figura 36). Trata-se de uma área rebaixada dentro desse compartimento, localizada na parte lateral da vertente de estudo, em contexto lateral ao dique (Figura 41). Sua análise se deve a necessidade de uma análise tridimensional da vertente considerada. Como comentado acima, esse afloramento possui muitas características em comum com o

compartimento inferior e bem diferenciado do afloramento 3, posicionado acerca de 60m do perfil AF4.



Figura 41 - Localização do perfil AF4, em uma face adjacente da vertente estudada

O lençol freático aflora no local onde foi descrito esse perfil estratigráfico, possibilitando o desenvolvimento de uma vegetação hidromórfica, composta basicamente por taboas (*Thypha dominguensis*) (Figura 41).

Ao longo deste patamar ocorre uma série de ravinamentos e cabeceiras de drenagem de ordem zero, onde afloram rochas da Fm Rio do Rasto, algumas vezes formando setores côncavos, *hollows*, que concentram os fluxos superficiais durante os períodos de maior precipitação (Figura 42A e B).

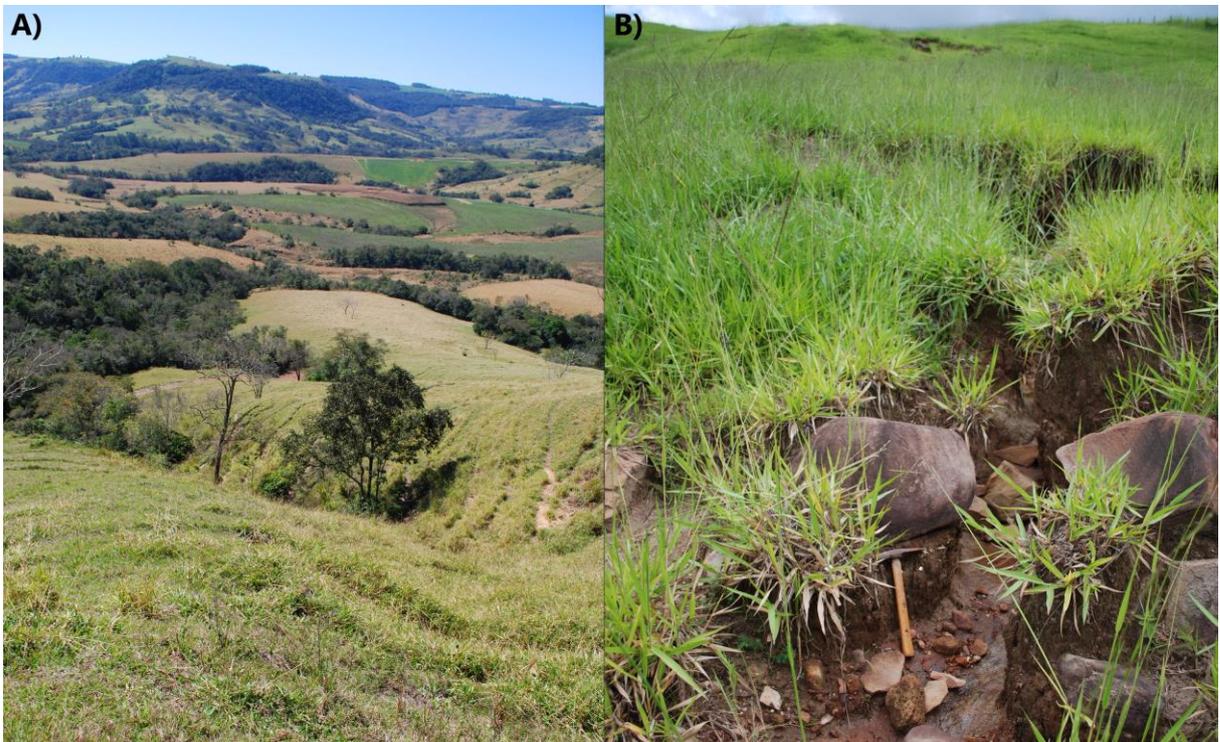


Figura 42 - Aspecto parcial de concavidades ao longo da vertente. (A) Aspecto parcial de concavidades ao longo da vertente. Observar cicatrizes associadas à rastejamentos provocados pelos pisoteio de gado e fluxo de água durante precipitações mais intensas. (B) A característica geral do perfil AF4 é a presença de blocos de arenitos da Fm Botucatu e basaltos da Fm Serra Geral, distribuídos caoticamente na superfície

Sobre a superfície, ao longo de todo esse compartimento, ocorrem blocos de grande porte, alguns de tamanhos métricos, polimíticos, angulosos, associados a quedas de blocos (Tabela 10).

Tabela 11 - Seixos encontrados sob a superfície no terceiro patamar, facetados e angulosos, de grande porte

Seixos	Eixo Maior (mm)	Eixo Médio (mm)	Eixo Menor (mm)	Mineralogia/Litologia
01	890	540	460	Arenito (Fm Botucatu)
02	560	380	280	Arenito (Fm Botucatu)
03	520	220	180	Basalto (Fm Serra Geral)
04	460	290	250	Arenito (Fm Botucatu)
05	500	380	310	Basalto (Fm Serra Geral)

Este perfil estratigráfico de aproximadamente 1,2m de espessura foi subdividido em três fácies. Esse depósito se caracteriza por apresentar grandes porcentagens de areia, especialmente de areias finas e muito finas. Não estão presentes, em nenhuma das fácies existentes nesse perfil estratigráfico quantidades significativas (com mais de 2%) de cascalho, embora ocorra, em pequena proporção, ao longo de todo o patamar. Na tabela 11 se encontram resumidas as características das fácies presentes no afloramento.

Tabela 12 - Análise faciológica resumida do Perfil 4

Fácies	Espessura	Composição	Cor	Bioclastos
So	20	Areia Fina, Silte e Argila	Marrom avermelhada (2,5 YR 3/4) com mosqueamentos amarelos (10 YR 6/6) e alaranjados (2,5 YR 6/8)	Raízes milimétricas abundantes
Sm	32	Areia Fina a muito fina	Bruno-avermelhada (7.5YR 4/6) com mosqueamentos amarelos (10 YR 7/8) e alaranjados (2,5 YR 5/8)	Raízes milimétricas a centimétricas raras
Fm	65	Silte, Areia Fina, e Argila	Marrom escura a roxa (2,5 YR 4/2) com mosqueamentos avermelhados (7.5YR 5/8)	Raízes milimétricas e pedotúbulos raros

A fácies Fm corresponde a base do perfil 4 (Figura 43). Esta fácies é composta em sua maioria por silte, o que reflete a importância das rochas da Formação Rio do Rasto mesmo nos depósitos situados nas partes intermediárias da vertente. Essa fácies apresenta um pacote de 65cm de espessura e corresponde a 55% do perfil localizado na média vertente.

A fácies Fm é composta majoritariamente por silte (48,2%), sendo a areia (fina e média) e argila também representativas (Tabela 12). O material não demonstra uma organização e/ou estratificação aparente (Figura 43). Apresenta seleção muito pobre e constituição bimodal. Raízes e pedotúbulos ocorrem desde as camadas mais profundas.

Tabela 13 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 4

Fração Fácies	Argila	Silte	Areia Fina	Areia Média	Areia Grossa	Cascalho
So	18,0%	18,1%	52,3%	9,9%	0,3%	1,5%
Sm	7,6%	14,2%	67,8%	9,3%	0,4%	0,7%
Fm	19,4%	48,2%	26,7%	5,0%	0,1%	0,6%

Sobreposta a esse estrato, em caráter transicional, se deposita a fácies Sm (Figura 43). A camada possui 32cm de espessura, o que corresponde a 27%. Esta fácies marca um aumento substancial da fração areia (cerca de 80%) (Tabela 12). A grande quantidade de areias leva a uma associação dessa camada à fluxos aquosos de materiais provenientes dos arenitos Botucatu e Pirambóia.

Não são observadas estruturas sedimentares, apenas um pacote maciço. A característica mais conspícua dessa camada são os mosqueamentos: amarelados (10 YR 6/6) e avermelhados (10 R 3/6), na base da fácies e amarelados (10 YR 6/6) e pretos (10 YR 2/1), no topo (Figura 43). A coloração desta fácies é semelhante à camada sotoposta, o que pode estar relacionado a um processo de alteração *in situ* desse depósito (Figura 43).

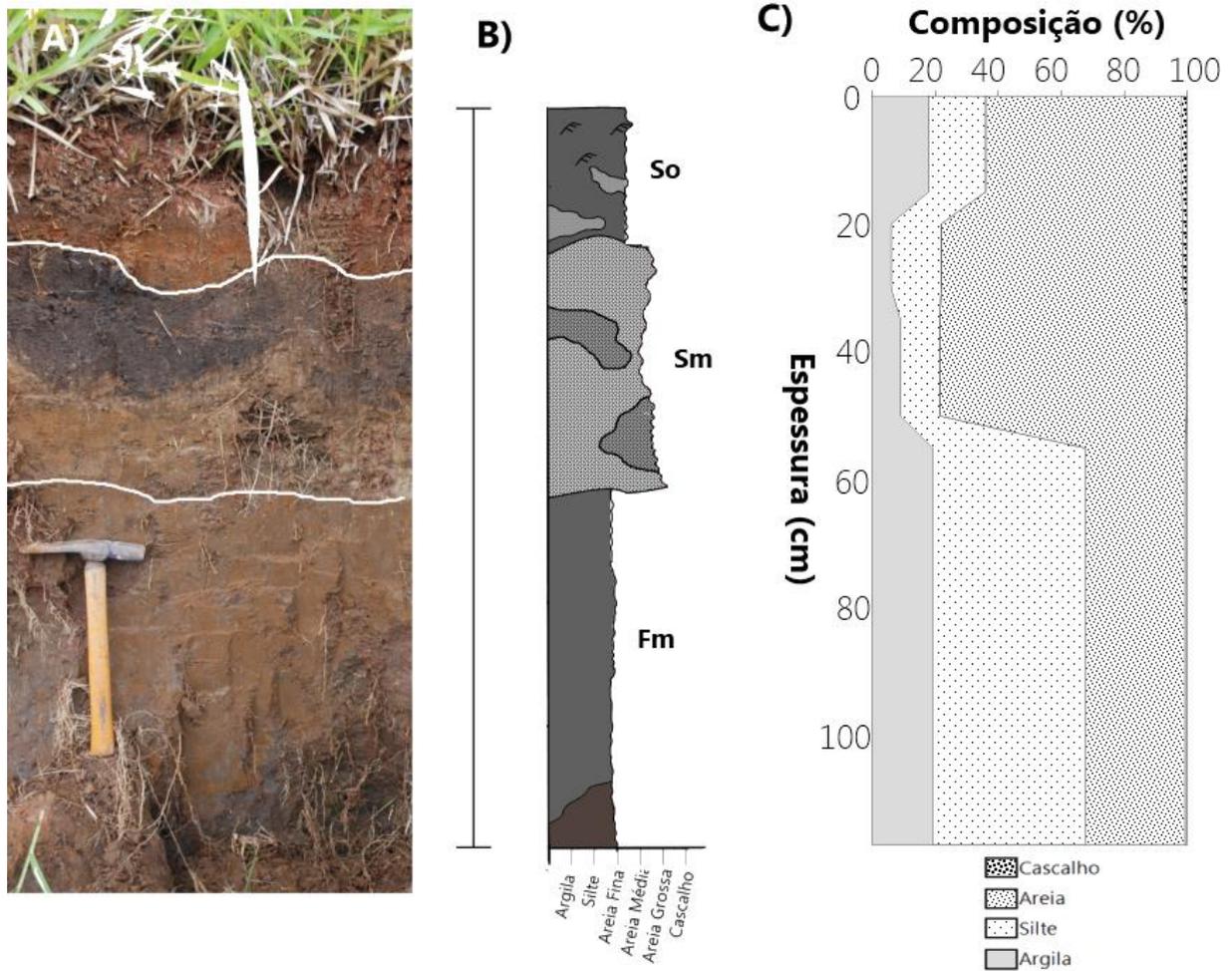


Figura 43 - Perfil de 1,2m localizado à média-encosta (A). Em B) a análise das fácies presentes e em C) a granulometria do depósito

No topo do perfil, a forte influência da matéria orgânica e o aumento da quantidade de silte e argila (Tabela 12), conduzem a divisão de outra fácies: So. A camada possui 20cm - 18% da espessura total.

A fácies, maciça, é composta principalmente de areias (62,5%) (Tabela 12) e possui cor escura (2.5 YR 3/4) (Figura 43), associada à presença de matéria orgânica. A presença de bioestruturas é representada por raízes de gramíneas que recobrem a superfície e pedotúbulos animais. Ocorrem grânulos com até 5mm de basalto e arenito raros e esparsos.

O afloramento AF5 está situado a 592,7m de altitude (Figura 36). Está posicionado no segundo patamar, na média vertente, porém próximo a transição entre a média e a alta vertente (Figura 36). Esse compartimento se estende por 580m, com elevação entre 565 e 605m de altitude acima do nível do mar. A declividade média é de 6,9%, com decaimento de 0,069m/m ou 69m/km.

É um dos patamares com menor declividade, e apresenta uma transição, entre o topo e a parte baixa da vertente. Apresenta forma convexa a retilínea. O afloramento AF5 está sob

clara influência do dique de diabásio, enquanto o afloramento 4, no mesmo patamar, porém em posição topográfica inferior, apresenta características mais conspícuas com o afloramento AF2, em nível inferior.

Esse compartimento está assentado sob rochas da Fm Rio do Rasto, do membro Serrinha e por diabásios da Fm Serra Geral. Nesse setor ocorrem afloramentos de rocha associados a bacias hidrográficas de ordem zero. Em uma das paredes da cicatriz ocorre perfil de cerca de 2m de espessura.

Este perfil de cerca de 2m de espessura foi subdividido 4 fácies, que formam 5 níveis diferentes. Na tabela 13 se encontram resumidas as características das fácies presentes no afloramento.

Tabela 14 - Análise faciológica resumida do perfil 5

Fácies	Espessura	Composição	Cor	Bioclastos
Fr	10	Argila Siltosa	Bruno-Escura, quase preta (5 YR 2,5/1)	Raízes milimétricas (na base) e centimétricas (no topo) abundantes
Gm	7	Cascalho Clasto-Suportado	Matriz Bruno-Escura, quase preta (5 YR 2,5/1)	Raízes milimétricas a centimétricas
Gms	61	Argila Silto-Arenosa Cascalhenta	Bruno-avermelhada (7.5YR 4/6) com mosqueamentos amarelos (10 YR 7/8) e alaranjados (2,5 YR 5/8)	Raízes milimétricas a centimétricas
Fmg	25	Lama Cascalhenta	Bruno-clara (5 YR 4/6) com mosqueamentos amarelos (10 YR 7/8) e alaranjados (2,5 YR 5/8)	Raízes milimétricas a centimétricas, raras
Gms	75	Cascalho Lamoso	Bruno-avermelhada (5YR 4/4), na base, gradando para bruno (2,5 YR 4/3) com mosqueamentos amarelos (10 YR 7/8) e alaranjados (2,5 YR 5/8) no topo	Raízes muito raras

A fácies Gms corresponde a base do afloramento 5 (Figura 44). Esta fácies se constitui basicamente de cascalhos (50%) imersos em uma matriz lamosa (25,7% de argila e 20,4 % de silte) (Tabela 14). Essa fácies possui 75cm de espessura e corresponde a 40% do perfil localizado na média/alta vertente.

Tabela 15 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 5

Fração \ Fácies	Argila	Silte	Areia Fina	Areia Média	Areia Grossa	Cascalho
Fr	37,2%	37,4%	4,6%	2,0%	0,2%	19,9%
Gm	8,72%	8,76%	1,07%	0,17%	0,05%	81,22%
Gms	14,7%	23,8%	19,5%	3,5%	0,5%	37,9%
Fmg	40,0%	31,2%	4,0%	0,8%	0,2%	23,9%
Gms	25,7%	20,4%	3,1%	0,5%	0,0%	50,1%

Os clastos não apresentam organização e/ou estratificação aparente e são polimíticos. Em sua maioria são angulosos e facetados, denotando transporte curto e/ou rápido, por fluxos torrenciais.

Sobreposta a essa camada rudácea se encontra a fácies Fmg (Figura 44). Os clastos presentes nesta fácies se encontram muito alterados e desgastados, o que pode estar relacionado a um processo de alteração *in situ* desse depósito (Figura 44).

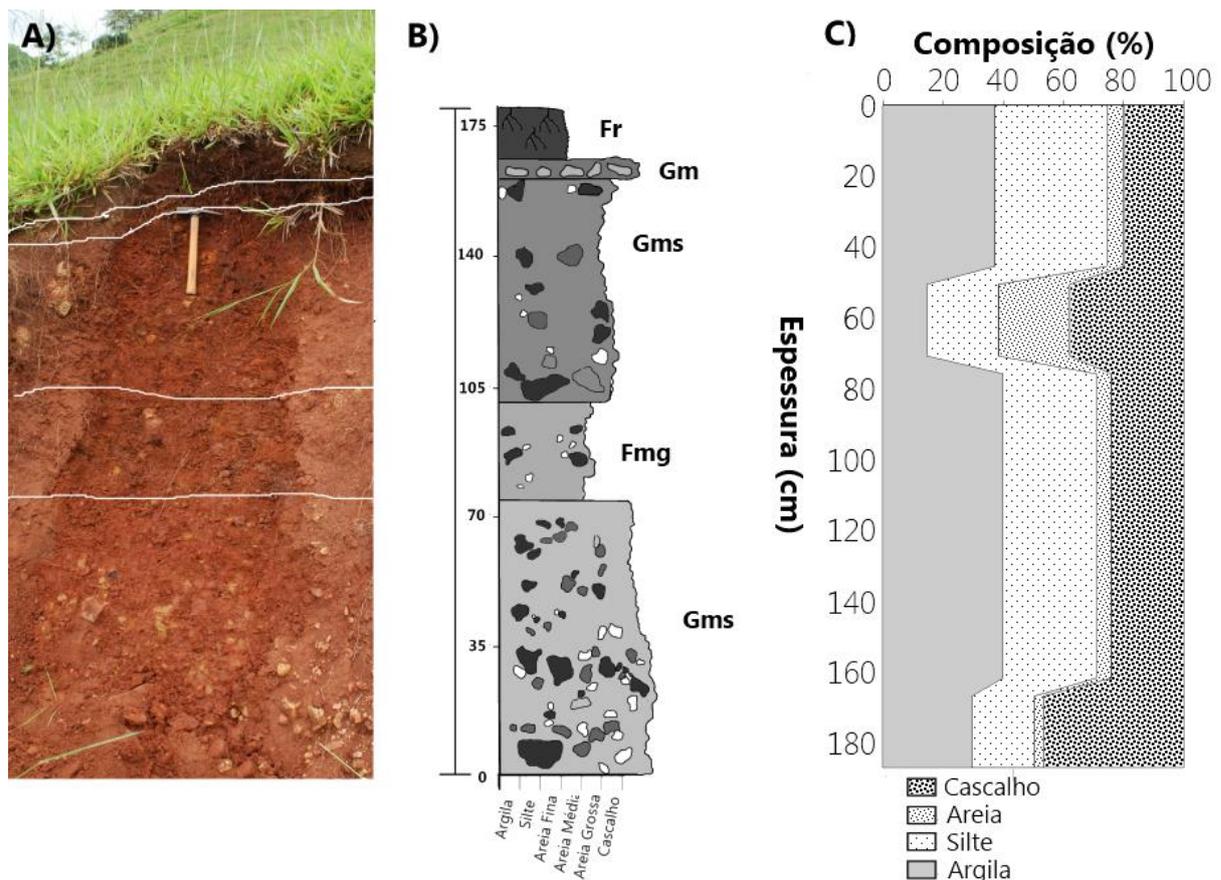


Figura 44 - Afloramento à média/alta encosta (A). Em (B) a distribuição faciológica neste afloramento, em C) a distribuição das frações granulométricas

Esta fácies marca um aumento substancial da fração lama (cerca de 70%) (Tabela 14). Os fragmentos da fração cascalho também são parte importante (24% da composição

total) (Tabela 14). Devido a essas características se sugere aqui a fácies Fmg. Os clastos estão imersos caoticamente na matriz e não se observam estruturas sedimentares.

Um novo incremento na quantidade de cascalhos leva a divisão da fácies Gms entre 100 e 161cm, o que corresponde a 33% (Tabela 14). Este nível é composto por matriz argilo-arenosa que envolve seixos de formações diversas.

Ocorre nesta fácies uma acumulação de areia (25% entre areia fina, média e grossa) que é anômala ao perfil. A presença de areia é um indicador da influência secundária de eventos deposicionais associados a fluxos com maior quantidade de água.

No topo do perfil observa-se uma linha de cascalhos, da Fm Serra Geral, arredondados e sub-arredondados, de tamanho de 10cm x 9cm x 8cm, bem alterados. Esse nível possui menos de 10cm, com matriz de cor marrom escura, 5 YR 2.5/1 (Figura 44). Associa-se esse nível à um fluxo torrencial episódico que transportou uma única geração de clastos, basálticos exclusivamente, bem facetados e angulosos.

No topo do perfil a forte influência da matéria orgânica caracteriza fácies Fr. A matriz é muito lamosa (75% de lama) e possui cor escura (5 YR 2.5/1), associada também a presença de matéria orgânica (Figura 44). As raízes são numerosas e estão associadas as gramíneas que recobrem essa área de topografia mais elevada e maior declividade. Os clastos dessa camada são angulosos e pouco arredondados, sugerindo pouco retrabalhamento por processos de transporte e intemperismo.

Na transição do compartimento médio e superior da vertente - próximo à base do terceiro patamar - está localizado o perfil AF6, a 601,1m de altitude (Figura 36). Já nesse local se percebe uma associação direta dos depósitos com a rocha-mãe, que nesse caso são arenitos e siltitos pertencentes à Fm Rio do Rasto, já muito desgastados e alterados.

Este afloramento está localizado junto à bacia de ordem zero. Durante os trabalhos de campo não foi observado o afloramento de lençol freático. Nas margens da bacia são observáveis processos de abatimento de solo intensificados pelo pisoteio de gado (Figura 45).



Figura 45 - Blocos abatidos e alterados, com ravinas, no interior da bacia de ordem zero onde se localizam os afloramentos 6, 7 e 8

Esse compartimento se estende por 150m e se caracteriza por uma declividade média de 21% com uma amplitude de 32m, o que implica em uma declividade de 210m/km. No local as características dos depósitos mudam substancialmente e os fluxos torrenciais não são mais tão importantes.

O depósito é mais homogêneo e os níveis não são tão bem demarcados como nos depósitos dos compartimentos inferiores. O afloramento apresenta três pacotes: na base, um nível de 120cm se associa a alteração das rochas do substrato, o nível intermediário apresenta um pacote maciço de 35 e no topo ocorre uma camada onde predomina a ação biológica de raízes, de 15cm (Tabela 15).

Tabela 16 - Análise de fácies do Afloramento 6

Fácies	Espessura	Composição	Cor	Observações
So	15	Areia fina a muito fina rica em matéria orgânica	Marrom escura (10 YR 5/3 a 10 YR 4/3)	Raízes milimétricas (na base) e centimétricas (no topo) abundantes
Sm	35	Areia Fina e Muito Fina	Marrom escura (10 YR 5/3 a 10 YR 4/3)	
Sh	120	Areia Fina a Muito fina	Marrom acinzentado (10 YR 6/2) com abundantes mosqueamentos (10 YR 6/6) vermelho (10 YR 4/6) e cinza (5Y 5/2)	Possui estratificação plano-paralela

A fácies Sh que constitui o nível basal é constituída por areias finas e muito finas predominantemente (mais de 57% do total). Apresenta estratificação planar junto aos mosqueamentos, estratificação essa típica das rochas do membro Serrinha da Fm Rio do Rasto.

Tabela 17 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 6

Fração	Argila	Silte	Areia Fina	Areia Média	Areia Grossa	Cascalho
Fácies						
So	9,2%	22,9%	60,1%	7,1%	0,6%	0,0%
Sm	15,4%	23,5%	55,2%	5,9%	0,0%	0,0%
Sh	13,4%	22,6%	57,5%	6,5%	0,0%	0,0%

Apresenta seleção muito pobre e constituição trimodal. Raízes e pedotúbulos ocorrem desde as camadas mais profundas (Figura 46). A fácies Sm, intermediária, representa uma fácies maciça, sem estruturas sedimentares, associada a fluxos de material dos compartimentos 4 e 5, situados a montante. Predomina, em sua constituição, areias finas (55%) e silte (23,5%) (Tabela 16). Nessa camada há um aumento da concentração de argila em relação ao horizonte superficial (aumento de 6%) (Tabela 16).

Sobreposta a esse estrato, em caráter transicional, se deposita a fácies So (Figura 46). A camada possui 15cm de espessura, que corresponde apenas à camada sob influência direta da vegetação. Nesta fácies há grande abundância de raízes e pedotúbulos de animais.

Na sua constituição predomina a areia fina/muito fina, que compõe cerca de 60% do pacote. É importante ainda a concentração de silte, que é de 22,9% (Tabela 16). O nível se apresenta maciço, com seleção muito pobre dos grãos, trimodal, denotando pequena capacidade de seleção por parte do agente de transporte.

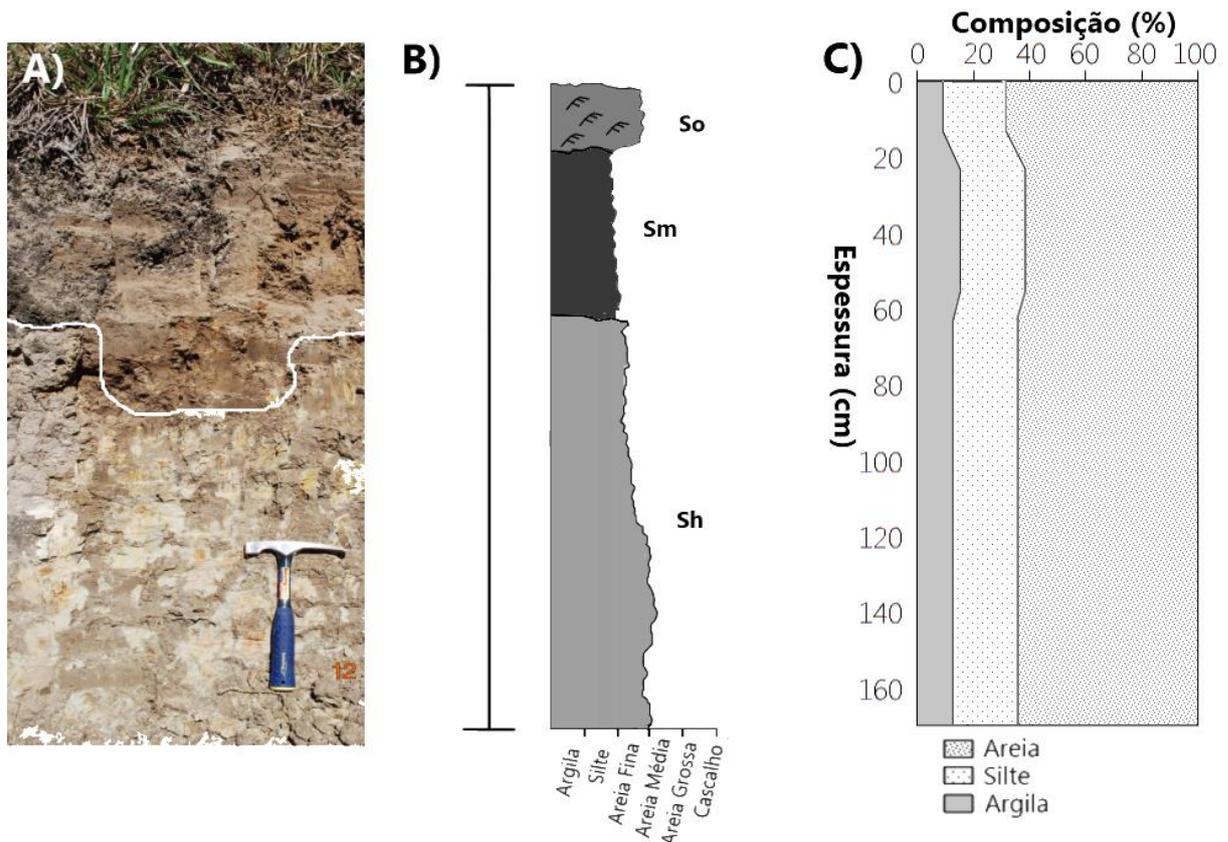


Figura 46 – Afloramento situado na base do último patamar da vertente, composto de arenitos finos e muito finos (A). Em B) a análise das fácies presentes e em C) a granulometria do depósito

No patamar superior - situado no setor mediano do talude superior junto a mesma bacia de ordem zero descrita no perfil anterior (AF6) - ocorre afloramento de 100cm de arenito fino a muito a fino (Figura 47).

O compartimento associado ao patamar 4 se caracteriza por grande declividade. Apresenta uma curta extensão - de 100m – e altitudes variando entre 637,5 e 664m, ou seja, com uma amplitude de 26,5m, o que implica em uma declividade de 265m/km ou 21% (Figura 36). No local as características dos materiais mudam substancialmente e os fluxos subaquosos têm maior importância na formação dos depósitos.

O perfil AF7 é bem homogêneo, mostrando semelhança com o perfil 6, supra descrito. O afloramento apresenta três pacotes, com um total de 100cm (Figura 47). Na base ocorre um pacote de 40cm, que grada progressivamente a um nível intermediário de 50cm. No topo ocorre uma camada de 10cm de material com forte influência biológica (Tabela 17).

Embasando este afloramento ocorrem arenitos finos, muito alterados da Fm Rio do Rasto. São comuns mosqueamentos e estratificações plano-paralelas tênues podem ser observadas.

Tabela 18 - Análise faciológica do Afloramento 7

Fácies	Espessura	Composição	Cor	Observações
So	10	Areia fina a muito fina rica em cascalhenta lamosa	Marrom claro/cinza escuro (7.5 YR 6/3)	Raízes milimétricas (na base) e centimétricas (no topo) abundantes
Sm	50	Areia Fina e Muito Fina	Marrom acinzentado (10 YR 2/2) à marrom escuro (10 YR 8/2) com mosqueamentos cor marrom (7.5 YR 5/4)	Raízes milimétricas a centimétricas raras
Gms	40	Cascalho Arenoso Lamoso	Marrom acinzentado (10 YR 2/2) à marrom escuro (10 YR 8/2).	Raízes e pedotúbulos ausentes

O nível basal é composto por material grosseiro, predominantemente cascalhos grosseiros (35%) que estão imersos em uma matriz arenosa fina (45% de areia fina e muito fina). Ainda completam a composição 12,8% de silte e 3,8% de argila (Tabela 18). Devido a significativa presença de cascalhos, classificou-se esse pacote como fácies Gms.

Tabela 19 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 7

Fração \ Fácies	Argila	Silte	Areia Fina	Areia Média	Areia Grossa	Cascalho
So	2,1%	13,0%	53,5%	6,6%	0,1%	24,7%
Sm	6,2%	19,5%	63,9%	4,2%	0,0%	6,3%
Gms	3,8%	12,9%	44,5%	3,7%	0,0%	35,1%

Este nível é trimodal e apresenta uma seleção extremamente pobre. A falta de organização ao longo do perfil denota um transporte curto e uma baixa capacidade de selecionamento do agente de transporte. São comuns mosqueamentos de cor marrom (7.5 YR 5/4) (Figura 47).

A fácies Sm ocorre sobreposta a fácies Gms em contato (Figura 47). A camada possui 50 cm de espessura, o que corresponde a 50% deste afloramento. Nesta fácies há grande incremento das frações areia e silte. A areia fina e muito fina corresponde a 64% (Tabela 18), quase um terço da composição deste nível enquanto o silte representa cerca de 20% da amostra.

Trata-se de um nível polimodal, com seleção muito pobre. Nota-se uma intensificação dos mosqueamentos em relação ao nível inferior, de mesma cor, marrom (7.5 YR 5/4) (Figura 47).

A camada superficial é caracterizada pela influência da matéria orgânica. São visíveis muitas estruturas de bioturbação (pedotúbulos, raízes). É destacável a presença de cerca de 25% de cascalhos, além da areia fina/muito fina, que corresponde a fração modal, com 53,5% do total da amostra. O silte representa 13% do total e a argila é muito pouco representativa (2,1%).

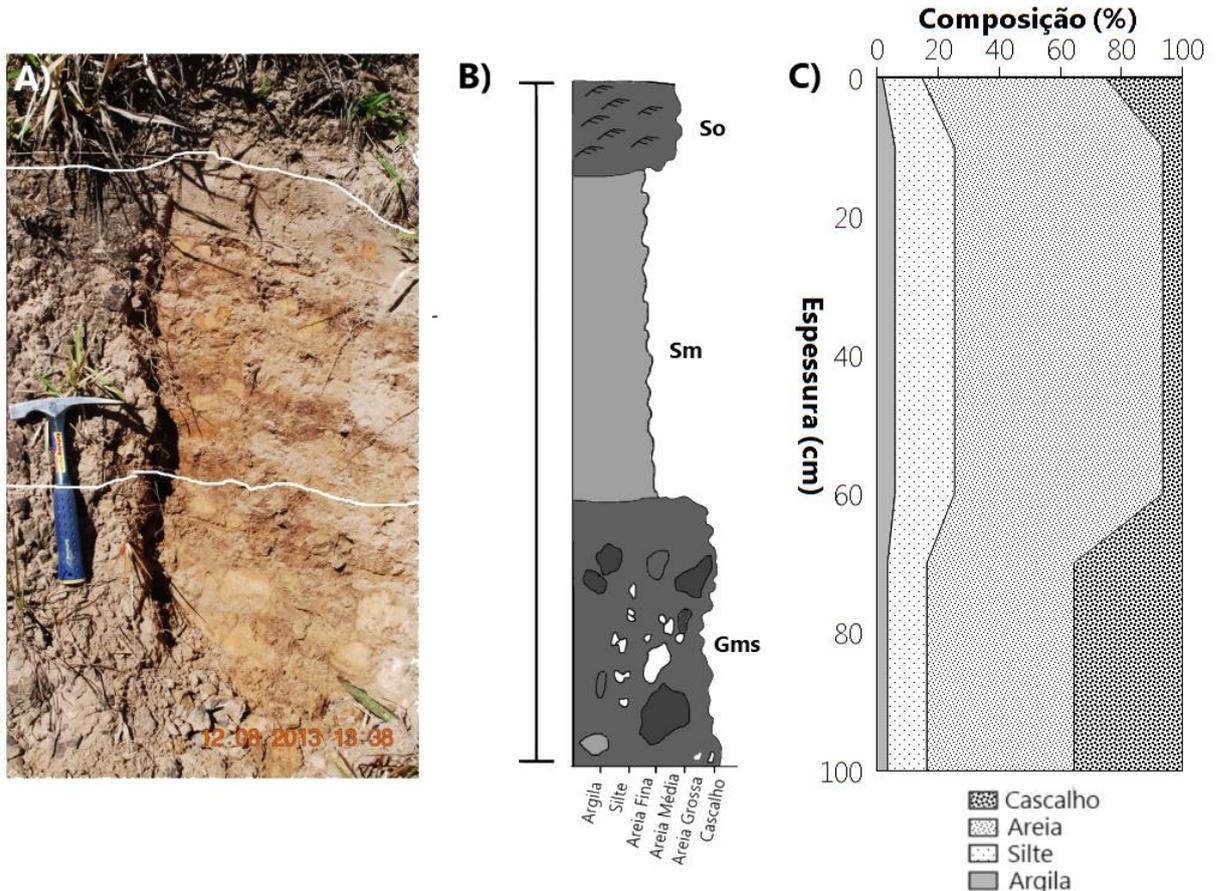


Figura 47 - Afloramento situado no interior da bacia de ordem zero, composto de cascalhos imersos em arenitos finos e muito finos (A). Em B) a análise das fácies presentes e em C) a granulometria do depósito

O perfil AF8, situa-se à alta vertente, a uma altitude de 668,4m. Trata-se do último patamar (o quinto patamar) da vertente analisada (Figura 36). Este afloramento também está associado à bacia de ordem zero, nesse caso tratando-se do limite superior desta concavidade. O afloramento é embasado por rochas da Fm Rio do Rasto, do Membro Serrinha, composto de areais finas e silte, basicamente.

Nesse local, a Fm Rio do Rasto se constitui em um arenito fino de cor esverdeada com 60 cm de espessura, bem selecionado, apresentado contato abrupto com o nível superior (Figura 48). Apresenta estratificação plano-paralela e possui fraturas verticais e subverticais, de direção 140°/90°.

O compartimento no qual está posicionado o afloramento é caracterizado por uma declividade média 35%, com uma amplitude de 26m, o que implica em uma declividade de 346 m/km. Trata-se do compartimento com maior declividade da encosta, onde os depósitos são mais delgados, e por vezes a ação dos agentes erosivos se dá diretamente sobre as rochas.

Ao longo deste patamar ocorrem inúmeras feições erosivas, das quais se destacam ravinamentos e bacias de ordem zero, onde afloram rochas da Fm Rio do Rasto. Esses setores côncavos, *hollows* ou bacias de ordem zero acabam por concentrar os fluxos superficiais durante os períodos de maior precipitação.

Foram delimitadas, a partir das análises de campo e das análises granulométricas em laboratório, três fácies ao longo dos 110cm deste afloramento: a fácies basal Sh, de 60cm, a fácies Sm de 40cm e a fácies So, de 10cm, associada a alteração superficial e a presença de raízes e estruturas associadas a animais (Tabela 19 e Figura 48).

Tabela 20 - Análise Faciológica resumida do Afloramento 8

Fácies	Espessura	Composição	Cor	Observações
So	10	Areia fina Lamosa	Marrom claro (7,5 YR 4/2)	Raízes milimétricas (na base) e centimétricas (no topo) abundantes
Sm	40	Areia Fina a Muito Fina	marrom claro a cinza escuro (7.5 YR 6/3)	
Sh	60	Areia Fina a Muito Fina	cor esverdeada (2.5 Y 8/1) a acinzentada (10R 8/12)	Estratificação cruzada tabular

Na base do perfil ocorre afloramento de arenito da Fm Rio do Rasto, em vias de alteração, que foi agrupado na fácies Sh (Figura 48). Este nível é constituído por um arenito fino de cor esverdeada com 60 cm de espessura, bem selecionado, apresentado contato abrupto com o nível superior. Apresenta estratificação plano-paralela.

Essa fácies é composta por areias finas (cerca de 60%), silte (19,3%), cascalhos (9,7%) que correspondem a resquícios da rocha original e 9% de argila. A fácies Sm, sobreposta, se compõe de 40cm de arenito fino, avermelhado (Figura 48). As bioturbações, de aspecto circular e alongado, provenientes de raízes, são comuns. Colorações variegadas com tons avermelhados e cinza escuro predominam. Esse nível corresponde, em certos aspectos, ao nível encontrado revestindo o afloramento anterior (fácies So do perfil AF7).

Esse pacote é composto por silte a areias finas, basicamente. As areias finas e muito finas são cerca de 60% do total deste nível (Tabela 20). O material não demonstra uma organização aparente, apresenta seleção muito pobre e constituição trimodal.

Tabela 21 - Constituição granulométrica das fácies presentes no perfil 8

Fração \ Fácies	Argila	Silte	Areia Fina	Areia Média	Areia Grossa	Cascalho
So	11,2%	18,8%	55,6%	13,5%	0,9%	0,0%
Sm	6,2%	19,5%	63,9%	4,2%	0,0%	6,3%
Sh	9,0%	19,3%	58,3%	3,7%	0,0%	9,7%

Sobreposta a esse estrato, em caráter transicional, de deposita a fácies So (Figura 48). A camada possui 10cm de espessura, e a composição é bem semelhante ao nível anterior, porém apresenta maior quantidade de raízes e estruturas orgânicas. A coloração é marrom escura a preta (10 YR 2/1), em clara associação a processos de intemperismo biológico, devido a presença de raízes e acúmulo de matéria orgânica.

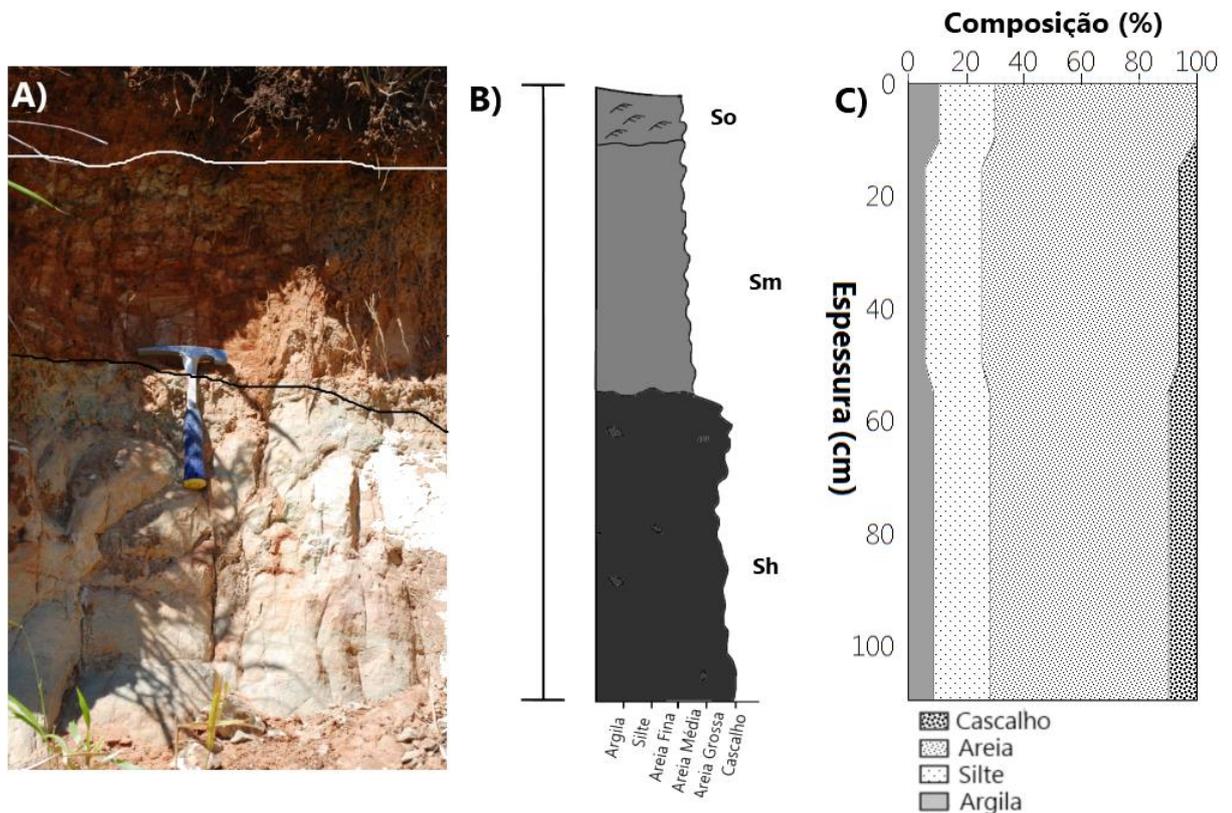


Figura 48 - Afloramento associado ao topo da vertente (A). Em B) a análise das fácies presentes e em C) a granulometria do depósito

4.3 VARIAÇÕES GRANULOMÉTRICAS AO LONGO DA VERTENTE

Para melhor representar a distribuição granulométrica de cada uma das fácies presentes nesses depósitos foi aplicada a metodologia proposta por Folk (1954). A base desta metodologia é um diagrama triangular, no qual são inseridas as proporções de cascalho (material maior que 2mm), areia (material entre 0,0625 e 2mm) e lama (definido como material com menos de 0,0625 mm, ou seja, silte e argila) (Figura 49). De acordo com a

proporção relativa desses 3 constituintes 15 grupos texturais foram definidos por Folk, (1954).

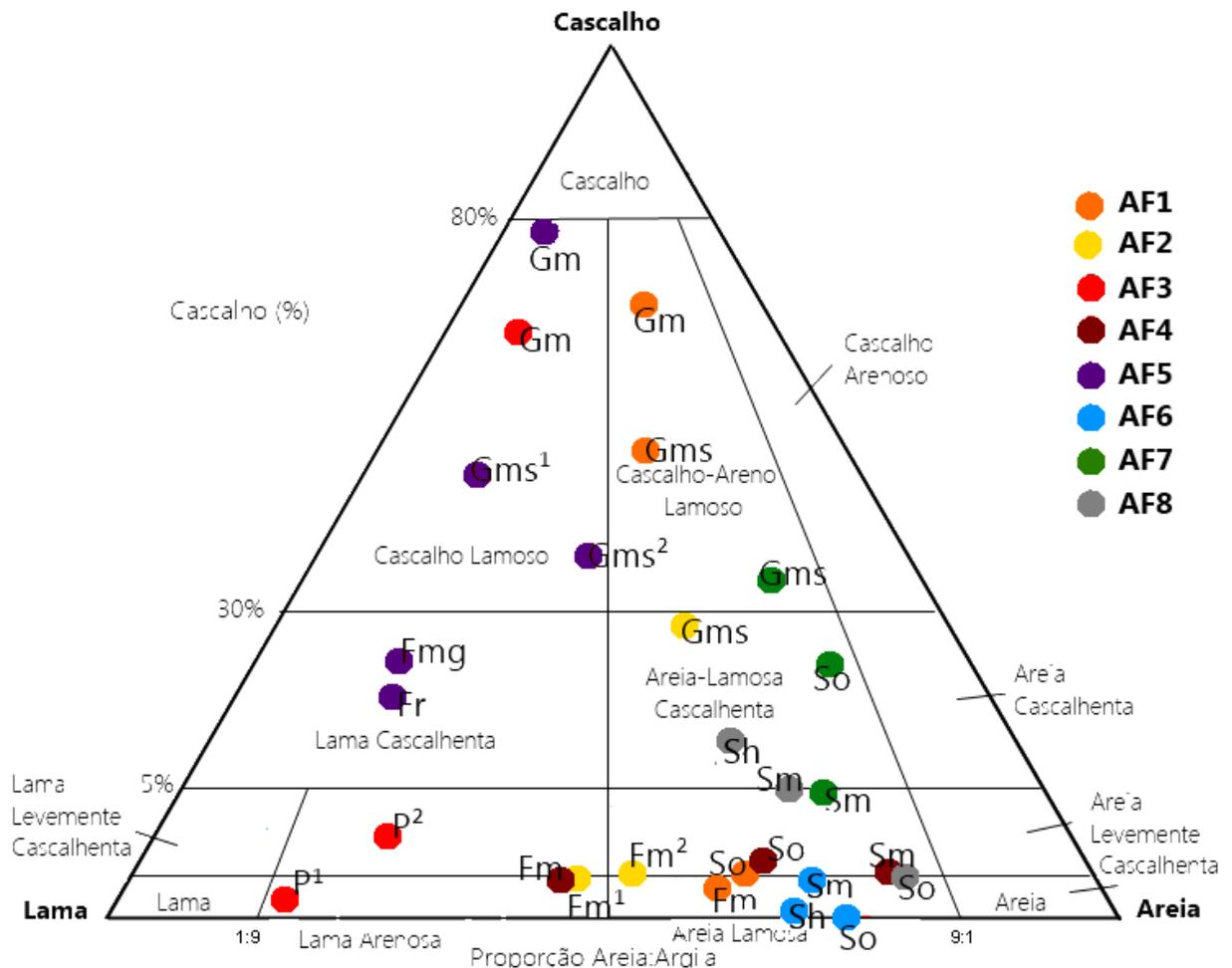


Figura 49 - Diagrama Triangular de Folk (1954) onde estão representadas as 27 amostras (alocadas em 8 afloramentos)

A análise de granulometria modal revela uma diminuição do tamanho da moda de jusante para a montante. Os depósitos mais grosseiros estão localizados na média e baixa encosta, nos perfis 1, 3 e 5, basicamente. Nos perfis 2 e 4 as frações grosseiras são mais raras (Figura 49).

A presença de areias, argila e silte em proporções consideráveis em todos os perfis analisados (Figura 49) atestam a baixa capacidade de seleção dos processos que atuaram no transporte e deposição desses materiais.

Das amostras trabalhadas (27), 17 delas, quase 2/3 possuem maior concentração da fração areia em relação à lama (argila e silte) (Figura 49). Essa característica está diretamente associada à oferta de materiais na vertente, que é embasada por arenitos finos e siltitos da Fm Rio do Rasto. Nos locais onde há influência do dique de diabásio, as argilas passam a predominar.

As amostras, mesmo aquelas arenosas, se concentram próximo ao centro do triângulo, o que indica que, o meio de transporte dos sedimentos era turbulento, resultando em depósitos com seleção extremamente pobre dos grãos.

A lama predomina nos perfis 2, 3 e 5, onde ocorrem as fácies P, Fr, Fm, Fmg, Gms e Gm. Os perfis 3 e 5 estão sobre clara influência do eixo do dique de diabásio, por isso tem na fração argila a principal fração constituinte do depósito. Normalmente ocorrem associados a níveis com bastante cascalho – caso das fácies Gm, Gms e Fmg.

Os perfis 1 e 2, localizados nos setores inferiores da encosta são compostos por materiais de diversas granulometrias, por isso no diagrama eles se situam próximo ao centro do triângulo, pois não há predominância de uma fração ou outra. Por vezes ocorrem até frações mais grosseiras (Gm e Gms).

Já os perfis situados a média e alta encosta (6 a 8), além do perfil 4, que se situa em uma face adjacente da vertente, se caracterizam pela predominância da fração areia (fácies Sm e So) e também uma fácies com mais quantidade de cascalho (Gms), que ocorre na base do perfil 7.

Essa clara diferenciação entre as amostras da média e baixa encosta (amostras 1, 2, 3 e 5) e as amostras da alta encosta (amostras 6,7 e 8) aponta para a existência de dinâmicas e processos diferenciados nesses setores, seja através de aumento da intensidade dos processos na média/baixa vertente, seja pela diferenciação de processos geomorfológicos entre esses dois compartimentos (erosão na parte alta e deposição nos setores inferiores).

Das 27 fácies encontradas, 11 delas possuem porcentagem de cascalho acima dos 5%. O caráter torrencial dos fluxos que originaram estes depósitos é corroborado também na análise do diagrama triangular.

A fração cascalho é bem representativa ao longo da vertente estudada, podendo se observar uma concentração dessa fração nas camadas intermediárias e basais, dificilmente se associando à fácies superficiais – à exceção da fácies Gm dos afloramentos 3 e 5. Isso indica fluxos pretéritos de grande energia, capazes de carrear sedimentos de grande porte.

Comumente, o valor do tamanho do grão de maior ocorrência é utilizado como uma medida da competência do agente de transporte. Este parâmetro, isoladamente, pouco pôde revelar no presente estudo, porém seus valores ressaltam as características dos depósitos: pouco selecionados e com diâmetros variados, com pouca ou nenhuma seleção, sem qualquer organização, ou seja, fluxos tipicamente torrenciais.

5. PROPOSTA DE MODELO EVOLUTIVO DA ÁREA DE ESTUDO

A proposta de elaboração de um modelo evolutivo de relevo é uma tarefa complexa, em virtude da existência de modelos gerais, previamente elaborados, cuja pretensão é torná-los válidos para vastas extensões continentais, associados a contextos de paisagens geodiversos. Contudo, o modelo evolutivo proposto neste estudo não tem a pretensão de ser válido para todos os contextos geomorfológicos.

O contexto de borda planáltica em bacia sedimentar, no qual está inserido o local de estudo, embasado por litologias sedimentares e ígneas, nos permite inferir, logo em uma análise preliminar, a importância da erosão diferencial na evolução do quadro geomorfológico regional.

Neste sentido, as rochas que compõem as superfícies mais elevadas da área de estudo estão representadas por rochas ígneas (basaltos e intrusões de diabásio) que compõem a Fm Serra Geral. As escarpas que limitam o Segundo do Terceiro Planalto Paranaense são formadas por arenitos silicificados da Fm Botucatu. Os arenitos friáveis da Fm Pirambóia encontram-se sotopostos aqueles, porém na maior parte das vezes são recobertos por depósitos detríticos associados a feições de rampas, cujo registro sedimentar demonstra sequências deposicionais complexas relativas a fluxos gravitacionais torrenciais. As zonas depressionárias do Segundo Planalto Paranaense estão associadas a Fm Rio do Rasto, composta de arenitos e siltitos muito friáveis e que compõem um quadro geomorfológico representado por colinas baixas e solos rasos (Figura 50).



Figura 50 - Vista geral do vale do rio São Pedro. Foto tomada do topo da elevação residual da área de estudo em direção norte. Ao fundo escarpas da Serra Geral sustentadas por arenitos da Fm Botucatu. No terço inferior da foto pode-se observar a extensa depressão associada à bacia hidrográfica do rio São Pedro, formada por arenitos e siltitos da Fm Rio do Rasto

Foto: Fortes, 2008

Fortes *et al.*, (2010) propôs uma interpretação das paleosuperfícies da bacia hidrográfica do rio São Pedro baseado na análise de mapas de Seppômen e interpretação de depósitos correlativos (Figura 51). Segundo essa técnica, quanto maior o espaçamento da malha, mais antiga é a paleosuperfície.

Embora essa técnica cartográfica não permita estabelecer relações cronológicas dos eventos geomorfológicos, ela evidencia a importância da incisão vertical dos talwegues na evolução do modelado. Pode-se observar que as escarpas apresentam recuo lateral, porém não tão significativo. Os relevos residuais, presentes na área de estudo, estão representados nos três mapas (Figura 51 A, B e C).

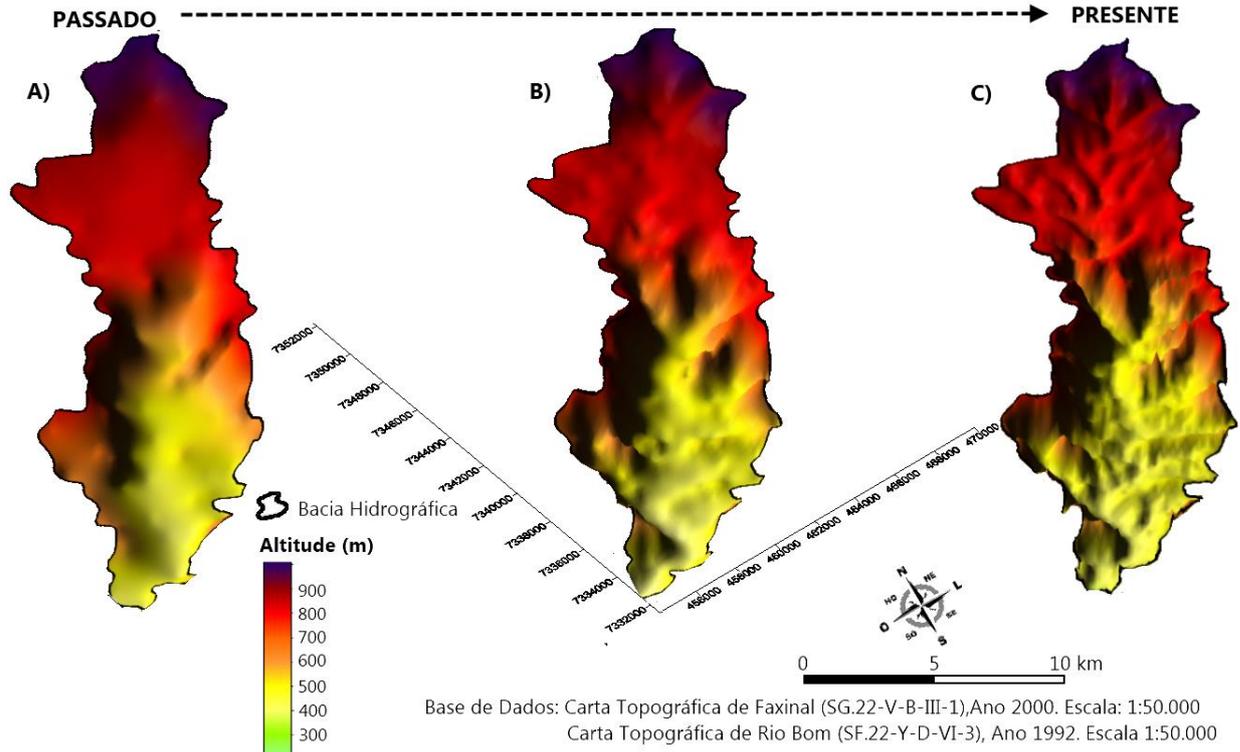


Figura 51 - Mapas de Seppômen da bacia hidrográfica do rio São Pedro. (A) Mapa de Seppômen com malha de 1000 m. (B) Mapa de Seppômen elaborado com malha de 500 m. (C) Modelo de Elevação do Terreno atual

A despeito de ressaltar a importância do recuo lateral das escarpas, Fortes *et al.*, (2010) destacam a participação das redes de drenagem no desgaste e aprofundamento dos talwegues, bem como a erosão diferencial. O rebaixamento vertical da paisagem pode chegar a mais de 200m próximo a escarpa da Serra Geral (perfil B) (Figura 52). No perfil topográfico A o rebaixamento se mostra menor que no perfil topográfico B, em decorrência da localização do traçado dos perfis (Figura 52). O perfil A está localizado na borda da bacia hidrográfica, enquanto o perfil B se localiza próximo ao eixo central da bacia hidrográfica, onde os processos erosivos são mais pronunciados.

Apesar de não se dispor de dados cronológicos, é possível inferir que as superfícies evidenciadas nos mapas em questão (Figura 51) representem uma sequência evolutiva mais recente, sob vigência de climas mais úmidos, como o atual, considerando a incisão fluvial mais destacada e recuo lateral das encostas com papel secundário. Neste sentido a evolução considerada, representada nos mapas da Figura 50, destacaria mais o rebaixamento vertical do relevo, (Figura 51).

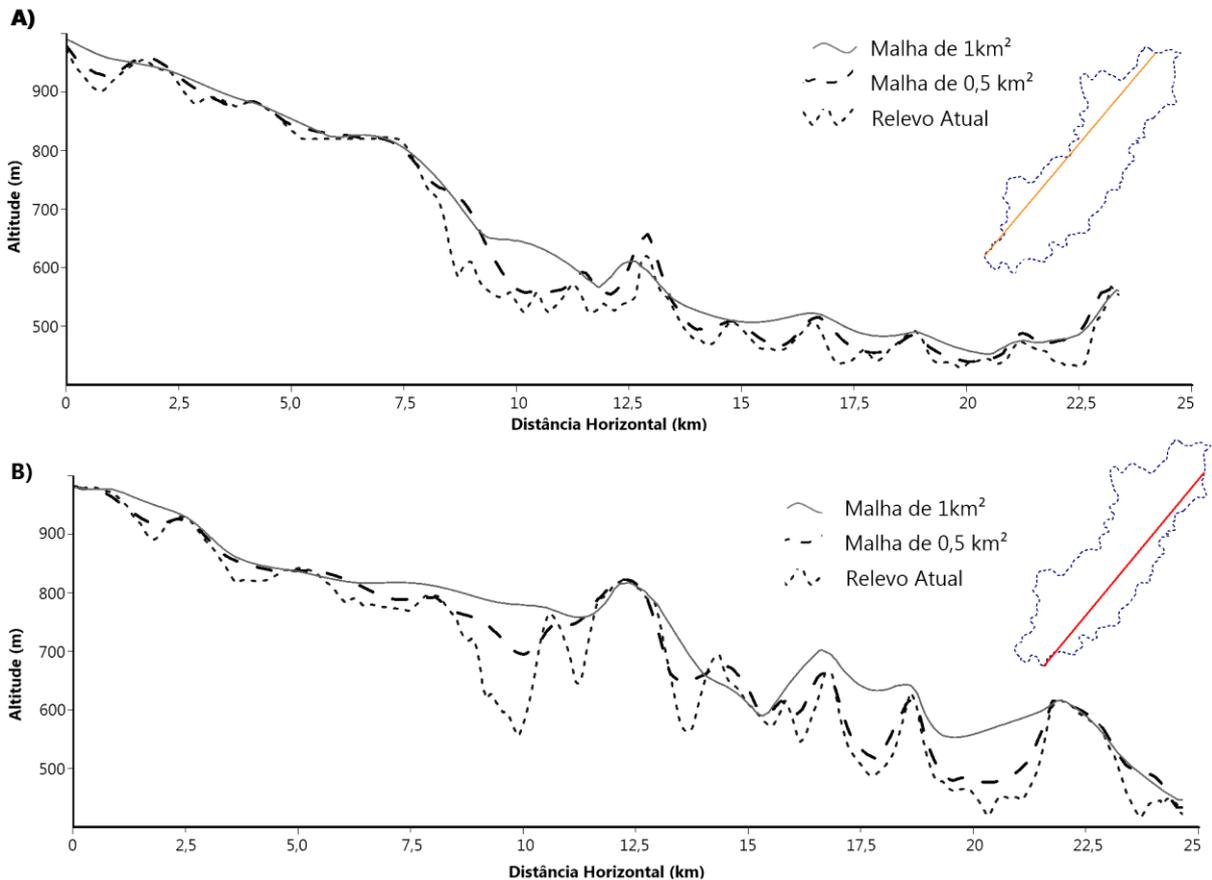


Figura 52 - Perfis topográficos longitudinais da bacia do rio São Pedro elaborados a partir dos mapas de Seppômen

Os controles estruturais também apresentam participação expressiva na evolução e direcionamento dos processos erosivos. Em toda a borda planáltica norte paranaense eles estão representados por diques de diabásio na forma de enxames que acompanham o eixo longitudinal do Arco de Ponta Grossa e constituem relevos alongados, por vezes formando cristas alinhadas de mais de 10km de extensão e cerca de 200m de largura, e se prolongam no sentido NW-SE. Ao longo do Segundo Planalto Paranaense os diques originam feições proeminentes que se encaixam discordantemente em relação às litologias mais friáveis das formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu.

As falhas e juntas constituem outro importante elemento de controle erosivo da paisagem. Devem-se atentar as falhas e juntas de direção N-S, muitas das quais rompem os diques e são responsáveis por fenômenos de capturas de drenagem, vales suspensos e deslocamentos de cristas de elevações (Figura 53). A importância dos feixes de direção N-S nos eventos neotectônicos ainda carece de mais investigação.

Na área de estudo a atuação das redes de drenagem sobre falhas normais de direção N-S, perpendiculares ao dique de diabásio, foram responsáveis pela segmentação dos relevos, propiciando a individualização das elevações residuais (Figura 53). Apesar de não se ter

informações descritivas e cinemáticas locais dessas falhas, apenas próximo ao Salto São Pedro localizada a montante da área de estudo, a área de rompimento do dique é marcado por uma zona de “colo”, comum em todas as zonas de falha com essa direção (Figura 23 e 53).

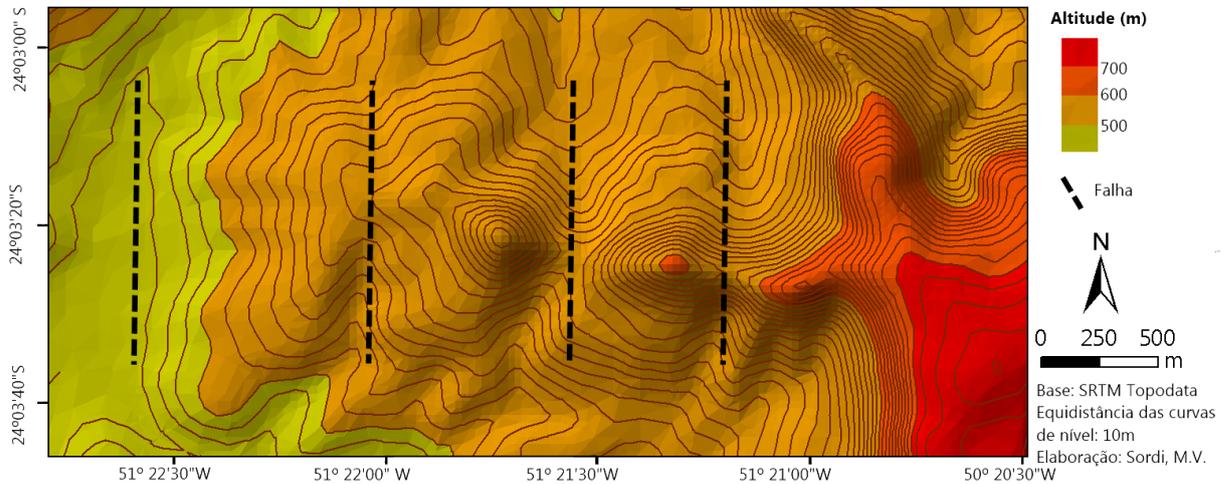


Figura 53 - Elevações residuais isoladas e sistemas de falhas N-S associados

Convém destacar que foram observadas fraturas N-S ou próximas a essa direção, todas subverticais, nas zonas do talude dos patamares, nos arenitos da Fm Rio do Rasto, embora sem indicadores cinemáticos seguros para indicar o tipo de movimento. Esses registros de falhas permitem deduzir uma possível associação desses patamares a zonas de falhas. A atividade quaternária dessas falhas não foi estabelecida, embora seja uma possibilidade, considerando a associação dessas falhas com outras formas de relevo, conforme já destacado. É possível que esses patamares possam estar sendo elaborados passivamente a partir de falhas estáveis, por meio de aproveitamento de zonas de fraqueza pela erosão hídrica.

O perfil topográfico confeccionado (Figura 36) revela a existência de cinco compartimentos geomorfológicos bem delineados. Esses compartimentos, quando associados aos registros sedimentares, mostram uma sequência evolutiva da vertente complexa, com mecanismos de evolução e processos diferenciados para cada setor da encosta.

A evolução dessa vertente é resultado de fatores geológico-geomorfológicos que acabam por diferenciar a dinâmica e os processos que ocorrem nesses compartimentos. Entre esses fatores podemos destacar a erosão diferencial que cria rupturas de declive nos contatos das diferentes litologias, a declividade da vertente que permitiu o transporte e a deposição de materiais de grande porte através de fluxos gravitacionais turbulentos e a presença do dique de diabásio cortando perpendicularmente a encosta, que confere um controle estrutural muito mais complexo e enérgico (Figura 31). Na alta vertente, outros fatores parecem ser

primordiais para a evolução da vertente, como o surgimento de concavidades ‘hollows’, que concentram os fluxos hídricos durante períodos de precipitação mais intensa, os quais estão associados a ação da erosão mecânica da água sob zonas de fraqueza estrutural – falhas e fraturas de direção N-S (Figura 30, 35, 42, 45 e 53).

Desta forma, apesar dos materiais terem origem comum, à medida que a vertente evoluiu, se diferenciaram compartimentos ao longo da encosta. Estes compartimentos apresentam processos morfodinâmicos particulares, com controles geológico-geomorfológicos diferentes, o que vai resultar, em última análise, em depósitos com características distintas ao longo dessa vertente.

Os materiais presentes nas fácies Gm e Gms dos afloramentos AF1 e AF2, e os blocos que ocorrem sobre toda a vertente nos remontam à um período remoto, posterior a deposição das rochas da Fm Serra Geral. Essa afirmação é sustentada pela existência de níveis, constituídos por blocos polimíticos das formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, que hoje não afloram na vertente estudada, pois já foram completamente erodidos.

Deve-se intuir a existência de uma paleosuperfície em tempos pretéritos, não suficientemente representada nos mapas de Seppômen discutidos acima (Figura 51 e 52). Essa paleosuperfície era constituída de rochas areníticas da Fm Pirambóia e Botucatu, além de basaltos da Fm Serra Geral. É possível que falhamentos possam ter sido nucleados nesse tempo, induzindo o desmantelamento dessas superfícies, levando em última análise ao recuo paralelo das encostas e o desenvolvimento de feições estruturais típicas, como as extensas escarpas adaptadas de falha da região.

No entanto, os blocos da fácies Gm não são necessariamente correlatos dessas paleosuperfícies, já que demonstram terem sido retrabalhados em fases posteriores, conforme pôde ser constatado pela presença de blocos ortoconglomeráticos ressedimentados, no topo da fácies Gm, compostos de fragmentos de arenitos, argilitos e basaltos (Figura 37C e 54).



Figura 54 – Ortoconglomerado polimítico na transição das fácies Gm e Gms no afloramento AF1.
Foto: Fortes, 2008

As condições climáticas contemporâneas à formação dessa paleosuperfície são de difícil comprovação, porém as condições de deposição da fácies Gm no fundo da vertente, e que representa o depósito mais antigo, indicam condições de menor umidade, tendo em vista a quase ausência de matriz argilosa.

O perfil AF1 constitui o registro sedimentar mais completo da vertente, o que não significa necessariamente que apresente depósitos correlativos dessa paleosuperfície mais antiga. Contudo, os depósitos associados a esse perfil evidenciam fases iniciais de desenvolvimento associados a fluxos de massa intensos e rápidos. As alternâncias de condições de umidade, permitiam variações de densidade de fluxos, deduzidos a partir da presença de intercalações argilosas, representadas pelas fácies Fm e incremento de matriz areno-argilosa das fácies Gms.

A presença da fácies Gms no perfil AF2 pode indicar um resquício dessa fase inicial em uma posição topográfica mais elevada, que por se localizar em uma zona de remobilização constante de sedimentos se apresenta mais delgada, fato corroborado pela nítida imbricação dos seixos no sentido da vertente verificada nessa fácies.

A estabilidade das condições climáticas, quando comparadas com aquelas que levaram a formação dos depósitos rudáceos, permitiu a deposição de fácies mais finas (fácies Fm e So), representadas nos perfis AF1 e AF2 e levou ao reafeiçoamento da vertente, com o desenvolvimento de patamares, emprestando o aspecto escalonado observado atualmente.

Essas fácies são compostas por materiais de várias granulometrias em proporções semelhantes, o que demonstra a baixa capacidade de seleção no transporte. Esses materiais se relacionam provavelmente ao retrabalhamento de depósitos antigos, que eram compostos por diferentes litotipos e por isso não se verificou a presença de uma granulometria modal predominante em nenhum deles.

Os depósitos de materiais finos são concernentes com a declividade atual exibida por esse compartimento da vertente. A menor declividade não permite o fluxo de materiais de maior magnitude que comumente estão sobre a superfície, nesse compartimento e no compartimento da média vertente.

Na média vertente, o compartimento está sobre influência do eixo do dique de diabásio, como fica claro no perfil das Figuras 30 e 34. Apesar do maior controle estrutural, esse é o compartimento de menor declividade da encosta.

Devido às características geomorfológicas desse compartimento, ocorrem inclusive processos de alteração *in situ* das rochas e depósitos, que formam camadas de manto de alteração de mais de 1m (fácies P, no perfil AF3) e depósitos com clastos em avançado estágio de alteração (fácies Gms e Fmg, no perfil AF5).

A menor declividade pode ser explicada em parte pela posição de média vertente, onde ocorre acumulação dos sedimentos provenientes do compartimento dos *hollows* e pela maior estabilidade do substrato (representado por rochas basálticas e diabásios). A composição dos perfis localizados nesse compartimento é muito diferente daqueles localizados na baixa e na alta vertente.

A topografia desse compartimento também explica a variação na espessura dos afloramentos – ambos possuem 1,8m. O relativo aplainamento nesse local permite a atuação de processos de alteração vertical e diminui a importância dos processos de transporte de materiais sobre a superfície.

Os compartimentos 3, 4 e 5 apresentam funcionamento diferente daqueles situados à média e baixa vertente. Essa é a zona de maior atividade morfodinâmica da vertente, onde os processos erosivos são mais intensos e há constante trânsito de sedimentos: trata-se de uma área de *by-pass*.

Os materiais encontrados nesses compartimentos apresentam baixa maturidade e mostram retrabalhamento recente. Apresentam espessuras mais delgadas, atestando a intensa dinâmica desses compartimentos.

A evolução desses compartimentos é controlada por fatores estruturais e climáticos. A existência de cabeceiras de drenagem de ordem zero, *hollows*, que concentram os fluxos

hídricos durante os períodos de precipitações concentradas é o principal fator responsável pela modelagem da paisagem e a formação dos patamares na alta vertente.

As bacias de ordem zero evoluem a partir de falhas de direção N-S, que ativas ou não, se constituem em zonas de fraqueza do embasamento. Durante períodos de maior precipitação esses locais passam a concentrar fluxos aquosos, os quais possuem capacidade de carrear sedimentos e progressivamente entalhar o relevo, formando pequenas concavidades *hollows*.

É possível que as falhas de direção N-S possam ter sofrido reativações durante o Quaternário, considerando as anomalias de relevo mencionadas anteriormente, e ao fato das cabeceiras das bacias de ordem zero coincidir com os taludes dos patamares, locais das falhas descritas anteriormente.

Com a progressiva evolução dessas concavidades, elas podem se coalescer, formando concavidades maiores, que passam a formar patamares ao longo da vertente. O topo das cabeceiras de drenagem de ordem zero coincide com áreas de ruptura de declive, as quais, por sua vez, coincidem com as falhas de direção N-S e à litologias mais resistentes que afloram ao longo da vertente, o que demonstra mais uma vez, a importância da erosão diferencial.

A ação contínua do clima, sobre rochas sedimentares friáveis, como as que ocorrem na vertente de estudo, acaba por vezes, rompendo esses patamares, e formando concavidades maiores e mais extensas. Podem ser notadas concavidades de maior magnitude nas áreas adjacentes a da vertente de estudo, como na área de contexto do perfil AF4, onde os antigos patamares são erodidos e destruídos e novos patamares vão se formando progressivamente, através do entalhamento pela rede de drenagem. A partir das evidências encontradas neste estudo, no entanto, o recuo paralelo das encostas parece também ter um papel importante na evolução do relevo, inclusive para a erosão de antigas superfícies, que eram, num período remoto (Paléogeno ou Néogeno) sustentadas por rochas do Grupo São Bento. A erosão remontante e a erosão mecânica também possuem um papel destacado, desestabilizando a encosta, gerando processos de quedas de blocos que fizeram com que a vertente recuasse paralelamente em direção ao topo.

CONCLUSÕES

As análises granulométricas corroboram as análises dos produtos de sensoriamento remoto (imagens aéreas e de satélite, dados de radar) e estudos previamente realizados, que

mostram que a evolução da borda planáltica na transição do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense foi fortemente influenciada por processos erosivos que desencadearam eventos de fluxo torrencial de detritos e queda de blocos.

Para interpretação da evolução geo e biodinâmica local da vertente, objeto do presente estudo, deve-se inferir a existência de pelo menos uma paleosuperfície pós-cretácea, possivelmente Paleogênica ou Neogênica, cujos remanescentes não estão preservados na paisagem atual. A destruição dessa paleosuperfície parece ter sido resultante da instabilização da encosta devido a erosão remontante principalmente pela ação mecânica da água, que levou a processos de fluxos torrenciais gravitacionais e queda de blocos (alguns blocos ainda recobrem a vertente), sob clima úmido. Como resultado desses processos ocorre um contínuo recuo paralelo das encostas, que ainda continua ocorrendo, porém com intensidade muito menor.

A presença de blocos ressedimentados e a presença de blocos de grande porte sobre a superfície ao longo da média e baixa vertente, associados às fácies Gm e Gms indicam a existência de antigos depósitos sedimentares retrabalhados. Esses depósitos permitem inferir que as atuais coberturas inconsolidadas representem uma fase morfodinâmica mais recente, na qual as variações nas condições de umidade levaram formação de diferentes fácies sedimentares ao longo da vertente.

A sequência faciológica proposta para as coberturas sedimentares na encosta de estudo reflete uma evolução acíclica, onde a vertente foi modelada a partir da interação dinâmica entre a litoestrutura, as condições de umidade, a morfologia e a declividade dos compartimentos.

Os compartimentos identificados nessa encosta apresentam coberturas sedimentares compostas por fácies semelhantes, porém nem sempre correlacionáveis. À medida que as rupturas de declive se tornavam proeminentes, os compartimentos da vertente desenvolveram características morfodinâmicas próprias, o que acabou por diferenciar os materiais encontrados nos compartimentos.

A partir das estruturas sedimentares e das características dos materiais encontrados nos perfis de estudo foram delimitados cinco compartimentos, definidos como: C1, C2, C3, C4 e C5. O compartimento C1 se situa na baixa a média-baixa vertente, o C2 está localizado na média vertente e os compartimentos C3, C4 e C5 estão dispostos próximos ao topo.

O compartimento inferior (C1), que ocupa uma posição de média e baixa encosta, se caracteriza pela acumulação de sedimentos, formando depósitos espessos, resultantes de fluxos torrenciais, na base e com níveis de coluvionamento fino nas camadas superficiais.

Os depósitos de partículas finas foram formados por eventos contínuos e mais recentes, provavelmente ao longo do Quaternário. Os depósitos de cascalho e partículas mais grosseiras estariam associados a eventos mais antigos, de idade ainda não determinada e que possivelmente sejam resultado de eventos de retrabalhamento de depósitos ainda mais antigos.

Na média vertente, onde o compartimento é o C2, os depósitos (AF3 e AF5) se diferenciam dos depósitos do compartimento C1 (AF1 e AF2), principalmente devido à influência eixo do dique de diabásio, que aflora nesse local. Ocorrem, no compartimento C2, processos de alteração *in situ* dos materiais, inclusive formando pacotes de mais de 1m de solo decapitado (fácies P – AF3) sotopostos a depósitos com clastos polimíticos e no afloramento AF5 ocorre um nível de clastos basálticos (Fácies Gm) sobreposto a fácies com cascalho em avançado estágio de alteração (fácies Gms e Fmg – AF5). Essas características intrínsecas levaram a compartimentação desse setor (Figura 36).

Na alta vertente, caracterizada por maior declividade e forte controle estrutural – exercido por falhas de direção N-S, que inclusive foram responsáveis por isolar as elevações residuais no topo da vertente (Figura 53), encontram-se os compartimentos C3, C4 e C5. Nesse setor – onde cada compartimento corresponde a um patamar - os processos erosivos são mais intensos e os sedimentos estão sendo transportados continuamente, formando depósitos (AF6, AF7 e AF8) pouco espessos, de partículas finas, arenosas, que comumente se depositam discordantemente sobre as rochas do embasamento.

Os compartimentos C3, C4 e C5 se destacam na morfologia da vertente, em decorrência das fortes rupturas de declive. Apesar da literatura relacionar a gênese dos patamares à paleosuperfícies erosivas, o presente estudo demonstrou que sua evolução encontra-se associada a processos complexos, nos quais interagem estrutura, o clima e os processos erosivos.

A evolução desses patamares apresenta relação com falhas normais de direção N-S, cuja atividade quaternária não foi determinada, mas que serviram como pontos de ressurgência do lençol freático a partir dos quais se formaram concavidades (*hollows*) drenadas por cursos d'água intermitentes perpendiculares as falhas.

A coalescência dessas concavidades ao longo da vertente foi responsável pelo destaque das rupturas de declive, sobre as falhas mencionadas, levando a formação dos patamares e a distinção dos compartimentos de relevo ao longo da vertente.

As características dos depósitos estudados mostram que, ao longo do Quaternário a vertente estudada vem apresentando uma dinâmica muito semelhante à atual, com pequenas

variações na intensidade dos processos geomorfológicos devido a câmbios de umidade, porém sempre sobre influência de um clima úmido, semelhante ao hodierno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA) (Brasil). **Hidroweb: sistemas de informações hidrológicas**. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb>>. Acesso em: 11 de junho de 2013.

ALMEIDA, F.F.M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 241, p. 1-36, 1967.

BATES, R.L.; JACKSON, J.A. **Glossary of Geology**. Alexandria, Va., American Geological Institute, 3 ed., 1987. 788 p.

BIGARELLA, J.J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. v. 3, Florianópolis: Ed. UFSC. p. 877-1436, 2003.

BIGARELLA, J.J. ; AB'SABER, A.N. **Paleogeographische und paleoklimatische aspekte des kaenoziokums in suedbrazilien**. Z. Geomorf. Berlim, v. 8, p. 286 – 312, 1964.

BIGARELLA, J.J. ; ANDRADE, G.O. **Contribution to the study of the Brazilian Quaternary**. In: WRIGHT, H.E. Jr. ; FREY, D.G. (eds.) International Studies on the Quaternary. Geol. Soc. Am. Spec. Papers. New York, v.84, p. 433-451, 1965.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. v. 1, Florianópolis: Ed. UFSC. 425p, 1994.

BIGARELLA, J.J. ; MOUSINHO, M.R. **Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvios e várzeas**. Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, v. 16 e 17, p.153-197. 1965.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. **Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil**. Boletim Paranaense de Geografia, v. 16 e 17, p. 117-151. 1965.

BIJU-DUVAL, B. **Sedimentary Geology: sedimentary basins, depositional environments, petroleum formation**. Institut Français du pétrole publications, Paris, 1999, 642 p.

BLOTT, S.J., PYE, K. **Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments**. Earth Surface Processes and Land forms, n. 26, p. 1237–1248, 2001.

BREMER, H.; SANDER, H. **Inselbergs: geomorphology and geocology**. In: Porembski, S.; Barthlott, W. (Editors). *Inselbergs Biotic Diversity of Isolated Rock Outcrops in Tropical and Temperate Regions*, Berlin, p. 7-35, 2000.

BRUNSDEN, D. **Mudslides**. In: Brunsden, D.; Prior, D.B. (Editors). *Slope Instability*. Wiley, Chichester, p.363-418, 1984.

CAETANO-CHANG, M.R. **A Formação Pirambóia no centro-leste do Estado de São Paulo**. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E. ; MANIERI, D. D. **Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da bacia do ribeirão São Pedro, Paraná**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13, p. 201-211, 2012.

CARSON, H.A.; KIRKBY, M.J. **Hillslope form and process**. Cambridge University Press (United Kingdom), 1972.

CARVER, A. J. **Manual de fotografias aéreas para planejadores de uso da terra**. Secretaria de Recursos Naturais/Ministério da Agricultura, Brasília, 1995, 77 p.

CASSETI, V. **Geomorfologia**, (2005). Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em 20/02/2013.

CHORLEY, R.J.; SCHUMM, S.A.; SUGDEN, D.E. **Geomorphology**. Methuen, Inc., New York, 1985, 607p.

COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N. F. **Hillslope erosion-sedimentation and relief inversions in SE Brazil: Bananal, SP**. IAHS Publications, n.192, p.174-182, 1990.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Rio Claro, Tese de Doutorado – IGCE, UNESP. 2001.

COUTO, E. V. **Influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do alto Ivaí – rio Alonzo – Sul do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2011.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Manual de métodos de análise de solo**. 2ª ed. Rio de Janeiro, 1997, 212p.

ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R. **Fácies e associações de fácies em depósitos neokuaternários de terraço na bacia do rio do Peixe, Região ocidental paulista**. Geociências (UNESP), v. 22, n. 1, p. 5-16, 2003.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. **Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica**. In: Guerra, A. J. T.; Cunha, S. B. Geomorfologia e meio ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. Cap. 3, p.123-194.

FERNANDES, M.I.G. **Caracterização petrográfica, química e física de agregados graníticos em betões**. Tese (Doutorado), Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto, 2005.

FERREIRA JÚNIOR, P. D.; CASTRO, P. T. A. . **Associação vertical de fácies e análise arquitetural de elementos arquiteturais: concepções concorrentes e complementares na caracterização de ambientes aluviais**. Revista Electrónica de Ciências da Terra - Geosciences On-line Journal, Portugal, v. 1, n. 1, p. 1-39, 2001.

FLORENZANO, T. G. (org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008, 318 p.

FOLK, R.L. **The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature**. Journal of Geology, v. 62, n. 4, p. 344-359, 1954.

FOLK, R.L. **Petrology of sedimentary rocks**. 2.ed. Austin, Hemphill Publ. Co., 184p, 1980.

FOLK, R. L.; WARD, W. **Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters**. Journal of Sedimentary Research, v. 27, p. 3-26, 1957.

FORTES, E.; CAVALINI, A.; VOLKMER, S.; MANIERI, D. D.; SANTOS, F. R. **Controles Morfoestruturais da Compartimentação da Serra Geral: Uma Abordagem Preliminar**. Terr@Plural, Ponta Grossa, v.2, n. 2, p. 279-292 , 2008.

FORTES, E. ; OLIVEIRA, S.B.; VOLKMER, S. **Aplicações da Técnica de Seppômen na Análise Paleoclimática e Morfoestrutural: o caso da bacia do rio São Pedro - Faxinal - PR**. In: VI Seminário Latino Americano de Geografia Física, II Seminário Íbero Americano de Geografia Física, 2010, Coimbra - Portugal. Disponível em: <<http://www.uc.pt/fluc/cegot/VISLAGF/actas/ind5>>, 2010, p.01-12.

FORTES, E.; SORDI, M.V.; CAMOLEZI, B.A.; VOLKMER, S. **Controle Morfoestrutural e Tectônico da Evolução dos Depósitos de Fluxos Gravitacionais da bacia do ribeirão Laçador - Paraná - Brasil: Uma Abordagem Preliminar.** In: III Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA) e III Encontro do Quaternário Sulamericano, Armação dos Búzios, 2011.

FÚLFARO, V.C.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B.; **Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná.** In: PAULIPETRO, Consórcio CESP/IPT. Geologia da Bacia do Paraná, Reavaliação da Potencial idade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. São Paulo, 1982.

GORDON JR., M. **Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.** Notas Preliminares e Estudos, DNPM/DGM, Rio de Janeiro n. 38, p.1-20, 1947.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação.** São Paulo: EDUSP, 1984, 216p.

GUIMARÃES, R.F; CARVALHO-JUNIOR, O.A.; GOMES, R.A.T.; FERNANDES, N.F.; **Movimentos de Massa,** In: FLORENZANO, T. G.(org.). Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA (IBGE). **Manual Técnico de Geomorfologia.** Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro. 1º ed , 113 p., 1994.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA (IBGE). **Recomendações para levantamentos relativos estáticos – GPS.** Rio de Janeiro. 1º ed , 28p., 2008. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/documentos/geodesia/pdf/recom_gps_internet.pdf>, acesso em 20/06/2013.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLOGICAS (IPT). **Ocupação de Encostas.** São Paulo: IPT, 1991, Publicação IPT nº. 1831.

KING, L. **A geomorfologia do Brasil oriental.** Revista Brasileira de Geografia, v. 18, p. 147-265, 1956.

KÖEPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde.** Gotha: Verlag Justus Perthes. Wall-map 150cmx200cm. 1928.

KRUMBEIN, W.C. AND SLOSS, L.L. **Stratigraphy and Sedimentation**. W.H. Freeman and Company, San Francisco (CA), Second Edition, 660p., 1963.

MAACK, R. **Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná**. Curitiba, Arquivos de Biologia e Tecnologia, v.2, p.102-200, 1948.

MANIERI, D. D. **Comportamento morfoestrutural e dinâmica das formas do relevo da bacia hidrográfica do rio São Pedro Faxinal PR**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2010.

MEIS, M.R.; MIRANDA, L.H.G.; FERNANDES, N.F. **Desnivelamento de altitude como parâmetro para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul**. In Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, v. 4, p. 1489-1509. 1982.

MELLO, C.L. **Fáceis sedimentares, arquitetura deposicional e relações morfoestratigráficas em um sistema de leques aluviais holocênicos: Aloformação Manso - médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ)**. Rio de Janeiro IGEO/ UFRJ. (Dissertação de Mestrado), 1992.

MELO, M.S.; CLAUDINO-SALLES, V.; PEULVAST, J.P.; SAADI, A.; MELLO, C.L. **Processos e produtos morfogenéticos continentais**. In: Souza, C.R.G.; Suguio, K.; Oliveira, A.M.S.; Oliveira, P.E (Org.). Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto (SP): Holos, 382p., 2005.

MENDES, J.C. **Ambientes de sedimentação continentais**. In: Queiroz, T.A. (Ed.) Elementos de Estratigrafia, São Paulo: Universidade de São Paulo, p. 157-169, 1984.

MIALL, A.D. **A review of the braided river depositional environment**. Earth Science Reviews, v. 13, n. 4, p. 1-62, 1977.

MIALL A.D. **Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits**. Earth Science Reviews, v. 22, n. 4, p.261-300., 1985.

MIALL A.D. **Architectural Elements and Bouding Surfaces In Fluvial Deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest Colorado**. Sedimentary Geology , v. 55, n. 2, p. 233-262, 1988.

MIALL AD. **Principles of Sedimentation Basin Analysis**, 2. ed. New York: Springer-Verlag, 1990,668p.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits – Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Berlim: Springer-Verlag, 582p., 1996.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MONICO, J. F. G. **Posicionamento por ponto de alta precisão utilizando o GPS: uma solução para geodinâmica**. Revista Brasileira de Geofísica, v 18, n^o1, p. 39 – 48, 2000.

MOURA, J.R.S.; MELLO, C. L. **Classificação Aloestratigráfica do Quaternário Superior na Região do Bananal**. Revista Brasileira de Geociências v. 21, n. 3, p. 236-254, 1991.

MOURA, J. R.S. PEIXOTO, M.N.O; SILVA, T.M. **Geometria do relevo e estratigrafia do quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro -médio vale do rio Paraíba do Sul**. Revista Brasileira de Geociências, v. 21, n. 3, p. 236-254, 1991.

NOVAES PINTO, M. **Aplainamento nos trópicos - uma revisão conceitual**. Geografia, v. 13, n. 26, p. 119-129, 1988

PENTEADO, M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro. IBGE, 1974.

PEULVAST, J.P.; SALES, V. D. **Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia**. Mercator, v.1, n.1, 2002.

PEULVAST, J.P.; VANNEY, J.R. **Géomorphologie structural. Terre, corps planétaires solides**. Tome II: Relief et géodynamique. Gordon ; Breach, Paris, et BRGM Editions, Orléans, env. 500 p., 2001.

POWERS, M.C. **A new roundness scale for sedimentary particles**. Journal of Sedimentary Petrology, v. 23, n. 2, p. 117-119, 1953.

SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N.E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA, J. M. F. da.; ROSS, J. L. S. **Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 7, n. 2, p.03-12. 2006.

SANTOS, F. R. **Condicionamento morfoestrutural do relevo e neotectônica da bacia hidrográfica do Bufadeira – Faxinal/ PR.** Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, PR, 2010.

SELBY, M.J. **Hillslope: materials and process.** Oxford University Press, Oxford, England, 1982, 451p.

SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H.E. **Geologia do Brasil.** Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais - escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM, 1984, 502p.

SELLEY, R.C. **Ancient sedimentary environments.** Ithaca, New York, 2ª Ed., Cornell University Press, 1982, 287 p.

SELLEY, R. C. **Applied Sedimentology.** San Diego, CA, 2ª ed. *Academic. Press*, 2000, 511p.

SOARES P.C. **O Mesozóico gonduânico no Estado de São Paulo.** Tese de Doutorado, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade Estadual Paulista, 1973.

SOARES, P.C.; LUZ, M. E. R.; REDAELLI, R.; GUERRA, S. M. S. **Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná.** In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Brasília, Anais... Brasília, DF: CNPQ, v. 1, p.157-168, 1982.

STRUGALE M. **Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do sistema aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná.** Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 2002.

STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F., PORTELA FILHO, C. V. **Compartimentação Estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná.** Rev. Bras. de Geociências, vol. 34, p.303-316, 2004.

STRUGALE M., ROSTIROLLA S.P., MANCINI F., PORTELA FILHO C.V., FERREIRA F.J.F. FREITAS R.C. **Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná basin, southern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v. 24, p. 203-227, 2007.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia.** São Paulo: Edgard Blücher/EDUSP, 1973, 317 p.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester, England. John Wiley. 1994, 460p.

TOMINAGA, L. D. **Escorregamentos**. In: Tominaga, L. D; Santoro, J.; Amaral, R. Desastres naturais: conhecer para prevenir. São Paulo: Instituto Geológico, 2009, p. 25-38.

VARGAS, K.B. **Caracterização morfoestrutural e evolução da paisagem da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas - PR**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2012.

WALKER R.G. **Facies model**. 2 ed., Canada, Geosciences, Reprint Series 1, 317 p., 1984.

WARREN, L. V.; ALMEIDA, R. P.; HACHIRO, J.; MACHADO, R.; ROLDAN, L. F.; STEINER, S. S.; CHAMANI, M. A. C. **Evolução sedimentar da Formação Rio do Rastro (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, v. 38, n. 2, p. 213-227, 2008.

WENTWORTH, C.K. **A scale of grade and class terms for clastic sediments**. Journal of Geology, v. 30, p. 377-392, 1922.

ZAINE, J.E. **Geologia da Formação Rio Claro na folha Rio Claro (SP)**. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1994.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. **Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná**. In: Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba. Atas, SBG, v.1, p. 441-477, 1987.

ZALÁN, S. WOLFF, M.A.M. ASTOLFI, I.S. VIEIRA, J.C.J. CONCEIÇÃO, V.T. APPI, E.V.S. NETO, J.R. CERQUEIRA, A. M, **The Paraná Basin, Brazil**, AAPG Memoir, v. 51 p. 681-708, 1990.